



**UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FISICAS Y MATEMATICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**

**TECTONICA Y EROSION EN LA EVOLUCION DEL RELIEVE
DE LOS ANDES DE CHILE CENTRAL DURANTE EL NEOGENO**

**TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR EN
CIENCIAS, MENCION GEOLOGIA**

MARCELO ALEJANDRO FARIAS THIERS

PROFESOR GUIA

REYNALDO CHARRIER GONZALEZ

MIEMBROS DE LA COMISION

DIANA COMTE SELMAN

GERARD HERAIL

JOSE CEMBRANO PERASSO

RODRIGO RIQUELME SALAZAR

SANTIAGO DE CHILE

NOVIEMBRE 2007

TECTÓNICA Y EROSIÓN EN LA EVOLUCIÓN DEL RELIEVE DE LOS ANDES DE CHILE CENTRAL DURANTE EL NEÓGENO

La evolución estructural relacionada con el alzamiento de los Andes entre 33 y 35°S se reconoce bien en la vertiente argentina de la cadena, donde se ha desarrollado un sistema de cabalgamientos de vergencia principalmente al este. Por el contrario, en la vertiente occidental de la cadena, ella no ha sido tan bien reconocida, no existiendo un consenso para explicar ni el alzamiento de la Cordillera Principal ni la formación de la Depresión Central. Este estudio muestra que en los Andes de Chile Central, la deformación compresiva se manifestó por una inversión tectónica que acomodó ~ 16 km de acortamiento entre 22 y 16 Ma. Este acortamiento es bastante menor a aquel acomodado al este (1/5 del total), donde se han acumulado más de 70 km de acortamiento entre 16 y 4 Ma.

La tectónica compresiva y el alzamiento de los Andes de Chile Central fueron diacrónicos. El alzamiento tuvo lugar principalmente entre 8 y 4 Ma, es decir, varios millones de años después del episodio compresivo mayor en la vertiente chilena. De hecho, este alzamiento fue esencialmente el resultado de la acción de un despegue de vergencia al este ubicado a ~10 km de profundidad bajo la Cordillera Principal que emerge en el lado argentino de la cadena, y que se conecta con la zona de Benioff a ~60 km de profundidad. Esta estructura de “rampa-despegue” y su geometría están controladas por la estratificación reológica de la litosfera continental. Además, esta estructura cumple un rol fundamental en el desarrollo andino ya que controla la transferencia de deformación y de stress desde la zona de subducción hacia el continente. Más aún, el nivel de despegue facilita el traspaso de acortamiento en profundidad desde las zonas que presentan un gran acortamiento en superficie hacia las zonas que no presentan mayor deformación en superficie. Este modo de deformación en “cizalle simple” sería, por lo tanto, el responsable del alzamiento del antearco, no sólo en el centro de Chile, sino que también a lo largo de gran parte del margen andino.

La respuesta erosiva al alzamiento de la cadena ha sido muy lenta. Mediante dataciones en trazas de fisión y en niveles volcánicos que registraron la evolución del relieve, se muestra que la incisión en la alta Cordillera Principal ocurrió varios millones de años después del alzamiento de superficie (2 a 6 m.a.). Los contrastes litológicos, que controlan la velocidad de la erosión, favorecieron el desarrollo de un valle paralelo a la costa debido a la captura de los cursos de agua que descienden desde la alta cordillera por los ríos de mayor jerarquía. Este fenómeno ha sido estudiado mediante algoritmos numéricos y soluciones analíticas de procesos superficiales, mostrando la factibilidad física de este modelo. Por lo tanto, se propone que la Depresión Central no es de origen tectónico sensu stricto, sino más bien el resultado del desarrollo de una red de drenaje controlada fuertemente por la configuración litológica. Este desarrollo proviene de la respuesta erosiva al gran alzamiento de superficie del Mioceno Superior.

El episodio mayor de alzamiento, que tuvo lugar post-10 Ma, no fue un fenómeno aislado en Chile Central, sino que también en que gran parte de la cadena andina, observándosele, a lo largo y ancho de los Andes altiplánicos. Se propone que el motor de este alzamiento habría sido el continuo incremento de la velocidad absoluta del continente Sudamericano, así como el aumento en el acoplamiento interplacas debido a la disminución en las tasas de convergencia.

Finalmente, los Andes de Chile Central constituyen una región de transición entre dos zonas climáticas y morfológicas: la región norte, más seca, es dominada por los procesos constructivos (alzamiento), mientras que los procesos erosivos son más preponderantes en la región sur. Este contraste contribuye a la desaparición de la Depresión Central al norte de 33°S, aunque la influencia de la geometría de la subducción, que pasa a una geometría horizontal al norte, también contribuiría en esta evolución.

RESUME EN FRANÇAIS

Les structures tectoniques responsables du soulèvement de la Cordillère des Andes à la latitude de Santiago du Chili sont bien connues sur le versant argentin de la chaîne, où s'est développé au cours du Néogène un système chevauchant à vergence Est. Sur le flanc Pacifique de la Cordillère, par contre, les structures tectoniques sont mal connues, et il n'y a pas de consensus pour expliquer le soulèvement de la Cordillère Principale et la formation de la Dépression Centrale dans laquelle s'est installée la ville de Santiago et la majeure partie de la population du Chili. Nous montrons que le raccourcissement dans les Andes du Chili Central a débuté par une inversion tectonique à l'ouest de la chaîne qui a accommodé 16 km de raccourcissement entre 22 et 16 Ma. Ce raccourcissement fait suite à l'extension oligocène, responsable de la formation du bassin extensif de Abanico, lequel a été comblé par de plus de 6 km de roches volcano-sédimentaires. Cette quantité de raccourcissement reste modeste par rapport à celle accommodée sur le flanc oriental de la chaîne, principalement coté argentin, où la tectonique compressive est responsable de ~70 km de raccourcissement survenus entre 16 et 4 Ma.

Tectonique compressive et soulèvement des Andes chiliennes n'ont pas été synchrones. Le soulèvement a eu lieu principalement entre 8 et 4 Ma, c'est-à-dire plusieurs millions d'années après l'épisode compressif majeur survenu sur le versant chilien des Andes centrales. En effet, le soulèvement des Andes du Chili central résulte essentiellement du fonctionnement d'un chevauchement majeur à vergence Est, qui émerge en surface en Argentine, et qui est issu du plan de Bénéioff à 60 km de profondeur. Cette structure est articulée en plats et rampes, et sa géométrie est contrôlée par la stratification rhéologique de la lithosphère continentale. Cette structure joue un rôle fondamental pendant le développement andin car elle contrôle le transfert des déformations et des contraintes depuis la zone de subduction vers le continent. On observe que l'épisode majeur de soulèvement de la chaîne est corrélé avec la mise en place des porphyres cuprifères géants (gisement de El Teniente) du Chili central.

La réponse érosive au soulèvement de la chaîne a été très lente. Nous montrons à l'aide d'âges d'exhumation obtenus par traces de fission sur apatites, et à l'aide de la datation de niveaux volcaniques déposés dans les vallées au cours de leur formation, que l'incision des vallées dans la Cordillère Principale a eu lieu plusieurs millions d'années après le soulèvement de la chaîne. Les contrastes lithologiques, en contrôlant la vitesse d'érosion, ont favorisé le développement d'une vallée parallèle à la côte, entraînant la capture des cours d'eau descendant de la haute chaîne par quelques fleuves majeurs. Ce phénomène a été modélisé à l'aide du code de calcul APERO. Nous pensons donc que la Dépression Centrale n'est pas d'origine tectonique sensu-stricto, mais qu'elle résulte aussi de la mise en place du réseau de drainage et de son contrôle par la lithologie. Son creusement provient de la réponse érosive au grand soulèvement du Miocène supérieur.

L'épisode majeur de soulèvement qui a lieu vers 10 Ma ne concerne pas seulement le Chili central. Il s'observe également dans les Andes centrales (Altiplano) et dans l'avant-arc du Pérou central. Pourtant, la vitesse de convergence entre les plaques Nazca et le continent diminue à cette époque. Par contre, la vitesse absolue vers l'ouest de la plaque Amérique du sud augmente, ce qui suggère que la vitesse absolue du continent, plus que la vitesse de convergence, exerce un contrôle majeur sur l'orogénèse andine.

Enfin, le Chili Central constitue une région de transition entre deux zones climatiques et géomorphologiques : la région nord, plus sèche, est dominée par les processus constructifs tandis que les processus érosifs sont prépondérants dans la région sud. Ce contraste contribue à la disparition de la Dépression Centrale au nord de 33°S, même si l'influence de la géométrie de la subduction, qui passe à une subduction horizontale au nord de 33°S est aussi à prendre en compte.

Agradecimientos/Remerciements

Este trabajo de tesis desarrollado en co-tutela entre la U. de Chile y la U. de Toulouse III fue financiado por una beca del IRD, por los Proyectos Fondecyt 1020104 y 1030965, así como por los proyectos INSU “Reliefs de la Terre. Impact du climat sur la dynamique du relief des Andes: quantification et modélisation”, y la Proyecto Bicentenario de Ciencia y Tecnología Anillo ACT-18.

Ce travail en cotutelle a été réalisé dans le Département de Géologie de la U. Chili et le LMTG-U. de Toulouse III et soutenu financièrement par l’IRD, projets Fondecyt 1020104 y 1030965, INSU “Reliefs de la Terre. Impact du climat sur la dynamique du relief des Andes: quantification et modélisation”, et Anillo ACT-18.

Quisiera primero agradecer a quienes han dirigido este trabajo durante ya varios años: Diana Comte, Reynaldo Charrier, y Joseph Martinod. Así mismo un gran saludo a Gérard Hérail, Sebastián Carretier, y Muriel Gerbault del IRD, por toda la ayuda que me han brindado este tiempo. Así mismo, un agradecimiento a Andrés Fock y Tassara, con quienes también tuve el agrado de trabajar y cuyo apoyo ha sido muy importante para desarrollar esta tesis. También agradecer a José Cembrano, Thierry Nalpas y Rodrigo Riquelme, por aceptar participar del jurado de esta tesis.

Agradecimientos en Chile

Mis agradecimientos a María Rosa y Cristina, las mejores secretarías docentes que hay. A Nelda y Sergio, gracias por su apoyo desde el IRD. A César Arriagada, Pierrick Roperch, Luisa Pinto, Gonzalo Yáñez, Mario Pardo, Emilio Vera, Carlos Palacios, Bryan Townley, Katja Deckart, René Garreaud, Humberto Fuenzalida, Julien Babault, Dominique Remy, Laurence Audin por sus comentarios, discusiones y apoyo. A los geólogos@s Campbell, Joaquín, Marcia, Violle, Vero, Pamela, Pía, Amaro, Rodrigo, Dolape, Mito, *et al.*, por sus comentarios, discusiones, pela’s de cable, etc... Por supuesto, a todos mis amigos EEII y asociados, geólogos, etc..., sin ustedes no hubiese sido lo mismo todo este tiempo haciendo esta tesis.

A Caro, por su amor, y casi eterna paciencia, compañía y comprensión.

Y por supuesto, a mi madre, quien siempre me ha apoyado en estos numerosos años de estudio: a ti va dedicado este trabajo.

Remerciement à Toulouse

Je salue tout le gents au LMTG et de l’Observatoire Midi-Pyrénées (et en France) que j’ai eu la chance de connaître pendant mes stages à Toulouse : Mme. Cathala, Vincent, Magalie, Marianne, Nicolas, Stéphane, José, Eric, Hugo, Nicole, Brigitte, Colette, Paul-Olivier, Joachim, Martin, *et al.*, et surtout à la communauté latine : Matias, Tere, Ben, Carolina, Waldo, Wilber et beaucoup plus de gents que j’ai connu á la Fac et dans les rues toulousaines, comme le gent du Café Pop, etc... sauf la voisine !!! . Merci beaucoup à tous!!

INDICE DE CONTENIDOS

CAPITULO I: INTRODUCCION **1**

<i>I-1. Motivación y Presentación</i>	2
<i>I-2. Procesos que Controlan el Desarrollo del Relieve y su Modo de Análisis</i>	5
I-2.1 Tectónica: El Mayor Proceso Constructivo	7
I-2.1.1. Acortamiento, engrosamiento cortical y alzamiento de rocas	7
I-2.1.2. Límites del acortamiento y propagación de la deformación.	10
I-2.1.3. Alzamiento, exhumación y denudación	10
I-2.1.4. Tectónica de placas y deformación en el continente	12
I-2.2. Procesos de Superficie	17
I-2.2.1. Los ríos y las laderas como morfologías de procesos superficiales	17
I-2.2.2 Procesos de ríos	17
I-2.2.2.1. Incisión fluvial	18
I-2.2.2.2 Transporte de sedimentos	20
I-2.2.2.3. Modelos de comportamiento de ríos.	20
I-2.2.3. Procesos de laderas	21
I-2.2.4. Evolución de los ríos al alzamiento: ejemplos de modelos a partir de la ley de potencias de escorrentías	22
<i>I-3. Los Andes de Chile Central: Rasgos Generales y Problemática</i>	26
<i>I-4. Sobre la tesis</i>	30
I-4.1. Objetivos de estudio	30
I-4.2. Metodología	31

CAPITULO II: ORGANIZACIÓN Y EVOLUCIÓN ESTRUCTURAL DE LOS ANDES DE CHILE CENTRAL **33**

<i>II-1. Introducción</i>	34
II-1.1. Rasgos Morfológicos y Estratigráficos Mayores de los Andes de Chile Central.	37
II-1.2. Evolución Tectónica pre-Mioceno.	39
II-1.2.1. La acreción de Gondwana	39
II-1.2.2. La extensión del Pérmico Superior-Jurásico Inferior	40
II-1.2.3. El ciclo andino entre el Jurásico Superior-Cretácico Superior	42
II-1.2.4. La discordancia paleógena	43
II-1.2.5. La extensión del Eoceno Superior-Oligoceno: la construcción de la cuenca de Abanico	45
II-1.2.6. Resumen de la evolución tectono-estratigráfica pre-neógena	46
II-2. INVERSION TECTONICA Y OROGENESIS MODERNA	47
II-2.1. La Estructura en Superficie	47

II-2.1.1. Artículo: “Fallas de Vergencia Oeste en la Cordillera Principal de Chile Central: Inversión de la Cuenca de Abanico (33°-34°S)” *	47
II-2.1.2. Análisis complementario a la sección anterior	56
II-2.2. La Estructura en Profundidad. Artículo: “Crustal-scale structural architecture of the Central Chile Andes based on 3D seismic tomography, seismicity, and surface geology: Implications for mountain building in subduction zones”*	57
II-2.3. Cinemática actual en los Andes de Chile Central	79
II-2.3.1. El sismo del 28 de Agosto de 2004	79
II-2.3.2. Discusión	80
II-2.3.2.1. Cinemática regional en la Cordillera Principal	80
II-2.3.2.2. ¿Rápida y gran propagación de la deformación asociada al evento del 28 de Agosto de 2004?	83
II-3. Conclusiones	86

<p>CAPITULO III:</p> <p>ORGANIZACIÓN Y EVOLUCIÓN MORFOLOGICA DE LOS ANDES DE CHILE CENTRAL</p>	87
--	-----------

III-1. Introducción	88
III-2. La respuesta erosiva al alzamiento de superficie en los Andes de Chile Central	89
III-2.1. Artículo: “Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of Central Chile (33°-35°S)”.	89
III-2.2. Análisis Complementario al artículo anterior	121
III-2.2.1. Importancia de la rampa-detachment en el alzamiento de superficie	121
III-2.2.2. ¿Cuánto subsidio realmente la cuenca de Abanico? Cuestionamientos a la cantidad de exhumación y enterramiento en la Cordillera Principal	123
III-3. El Origen de la Depresión Central	125
III-3.1. Modelo conceptual	125
III-3.1.1. Introducción	125
III-3.1.2. Profundización de la Depresión Central: Pruebas sobre un origen principalmente erosivo y magnitud de la subsidencia relativa	128
III-3.1.3. El desarrollo de un drenaje lateral como el mecanismo erosivo fundamental que controla el crecimiento de la Depresión Central.	129
III-3.1.4. De degradación a agradación: ¿Bloqueo del drenaje o mayor aporte sedimentario?	133
III-3.1.5. ¿Por qué no existe Depresión Central al norte de 33°S?	136
III-3.1.6. Conclusiones	137
III-3.2. Análisis Numérico del Origen de la Depresión Central	139
III-3.2.1. Soluciones analíticas al modelo conceptual	139
III-3.2.2. Modelos de Desarrollo del Paisaje (Landscape Evolution Models)	143
III-4. Comentarios Finales	151

CAPITULO IV:

IMPLICANCIAS PARA LA OROGÉNESIS EN ZONAS DE SUBDUCCIÓN: SÍNTESIS Y DISCUSIÓN _____ 152

<i>IV-1. Evolución Morfotectónica Cenozoica en los Andes de Chile Central: Síntesis</i>	<i>153</i>
IV-1.1. Evolución pre-neógena	153
IV-1.2. La inversión de la cuenca de Abanico y el desarrollo de la faja plegada y corrida	155
IV-1.3. El Evento Disruptivo del Mioceno Superior-Plioceno Inferior	158
IV-1.3.1. El paisaje inicial	158
IV-1.3.2. La deformación	158
IV-1.3.3. Alzamiento de Superficie	160
IV-1.3.4. <i>Detachment</i> y “Cizalle Simple”	161
IV-1.3.5. Magmatismo	161
IV-1.3.6. Procesos de Subducción	162
V-1.4. La respuesta erosiva al alzamiento y los movimientos laterales post 4 Ma	163
<i>IV-2. Evolución Morfotectónica del Antearco en el Norte de Chile</i>	<i>164</i>
<i>IV-3. Discusión: Análisis comparativo entre la evolución en los Andes del norte y centro de Chile</i>	<i>168</i>
IV-3.1. Tectónica	168
IV-3.2. La Depresión Central	169
IV-3.3. Alzamiento post-10 Ma: Implicancias de la tectónica global	173
<i>IV-4. Síntesis y Conclusiones</i>	<i>174</i>
<i>IV-4. Síntesis y Conclusiones</i>	<i>175</i>

CAPITULO V:

CONCLUSIONES GENERALES _____ 176

<i>Referencias</i>	<i>179</i>
--------------------	------------

<i>ANEXO I</i>	<i>i</i>
----------------	----------

<i>Artículo: “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)”</i>	<i>i</i>
--	----------

<i>ANEXO II</i>	<i>xxix</i>
-----------------	-------------

<i>Electronic Supplement de Farías et al. (en prensa)</i>	<i>xxix</i>
---	-------------

CAPITULO I

INTRODUCCION

I-1. Motivación y Presentación

Numerosos estudios en la región Central de Chile (33°-35°S) han puesto en evidencia la ocurrencia de un evento contractivo que sucedió a un evento extensional/subsidente ocurrido durante el Eoceno-Oligoceno. Esta contracción sería, por lo tanto, la responsable de la organización estructural y morfológica actual de los Andes Centrales Australes*.

En esta región andina, diversas características del margen continental destacan aproximadamente a los 33° de latitud sur, las que hacen de este lugar una zona de segmentación y transición latitudinal (Figura I-1): (1) la subducción de la dorsal oceánica de Juan Fernández, (2) la transición de subducción plana a subducción normal hacia el sur, (3) la ausencia (al norte) y presencia (al sur) de un arco volcánico activo (Zona Volcánica Sur), (4) la transición de *Valles Transversales*, hacia el norte, a *Valles Longitudinales* (Depresión Central), hacia el sur, (5) la variación de la orientación de la fosa y la cadena andina de N-S, hacia el norte, a NNE-SSW, hacia el sur (Oroclino del Maipo), (6) un brusco aumento de las tasas de precipitaciones hacia el sur, y (7) una disminución de la elevación de la cordillera y del espesor cortical, hacia el sur.

Estos grandes contrastes sugieren que esta región es un excelente lugar para examinar la participación, permanencia y dependencia de los procesos que dieron origen a la actual configuración montañosa. En particular, las grandes variaciones en los mecanismos y en las morfologías, tanto longitudinal como transversalmente, hacen de esta zona un lugar excepcional para confrontar la influencia e interrelación de los mecanismos endógenos y exógenos durante la formación de la cadena andina. Este estudio es particularmente importante, ya que la mayor parte de los trabajos de este tipo se han desarrollado en zonas colisionales continente-continente (e.g. Pirineos, Himalayas, Alpes), mientras que en sistemas de subducción este tipo de estudios no lleva más de una década, y en general ellos apuntan al desarrollo que ocurre en el antepaís más que a lo que ocurre en la región del arco y antearco. Así mismo, la cadena andina presenta una “particularidad” respecto de los sistemas orogénicos colisionales: el volcanismo y el magmatismo casi continuo a lo largo de su evolución.

La organización de esta memoria de tesis presenta en primer lugar una síntesis o *estado del arte* del conocimiento sobre los procesos que intervienen en la formación del relieve en una zona orogénica. Posteriormente, se presenta una introducción sobre de la evolución geológica y geodinámica regional del margen occidental de Sudamérica, en la cual se incluyen los aspectos fundamentales de la constitución tectono-estratigráfica de la región de estudio. Estas secciones son una introducción para situar correctamente cuál es la problemática en la cual se enfoca este estudio.

* Andes Centrales Actuales en el sentido de *Gansser* [1973] modificado por *Ramos* [1988].

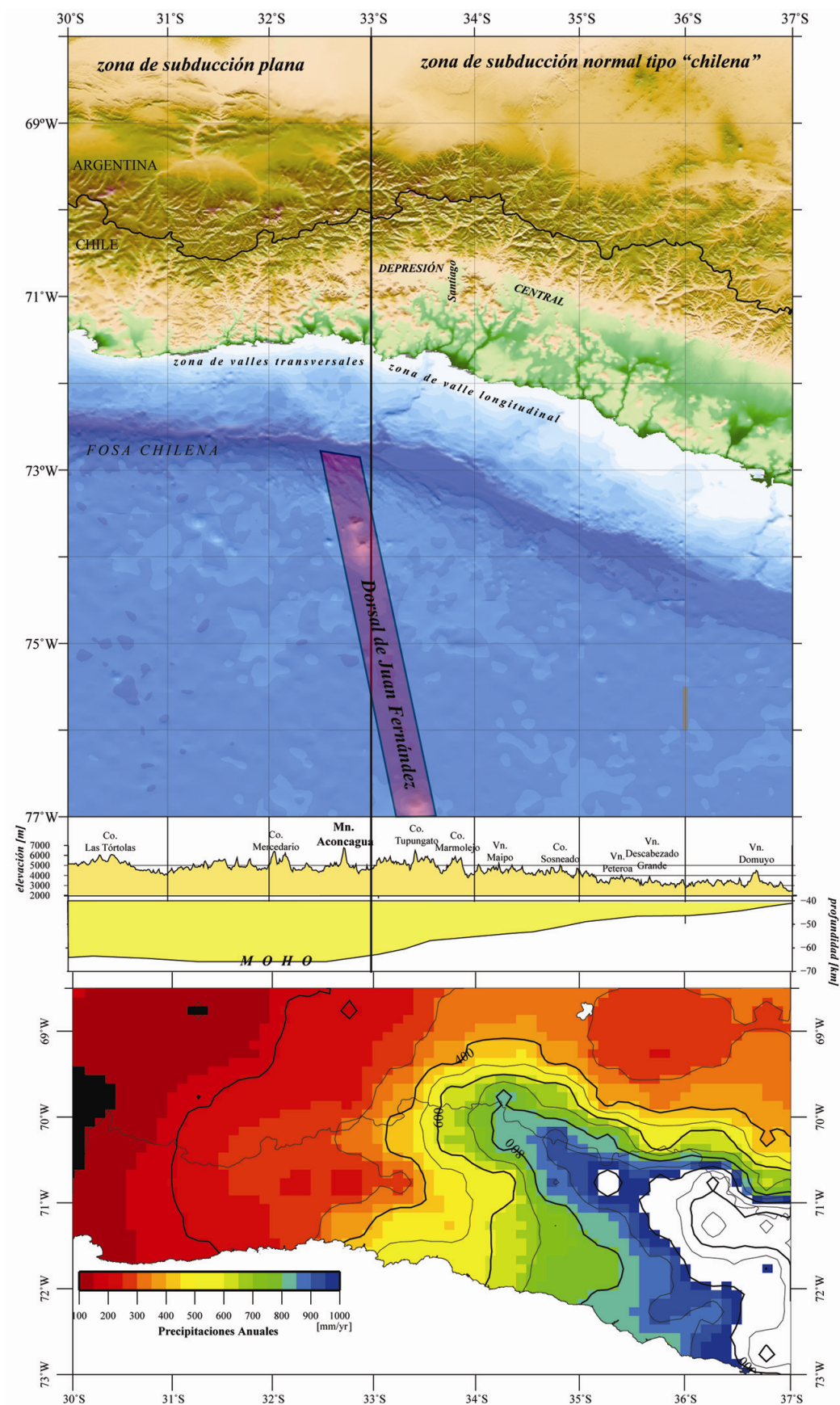


Figura I-1. Principales rasgos morfológicos, estructurales y climáticos distintivos de Chile Central en torno a los 33°S.

La segunda parte de esta memoria de tesis está constituida por dos capítulos. El primero de ellos consiste en el estudio de la estructura de la cordillera, tanto local como a escala del orógeno. Este capítulo intentará explicar (1) cómo, (2) cuándo y (3) cuánto han contribuido los diferentes rasgos estructurales durante la construcción de la cadena andina en el centro de Chile. El capítulo siguiente está orientado a analizar (4) cómo evolucionó el relieve en función de la tectónica analizada en el capítulo subsiguiente, y (5) cómo se han desarrollado los procesos degradacionales hasta producir el estado actual del paisaje, incluyendo las morfologías relictas que antecedieron los alzamientos y la subsecuente degradación morfológica, tales como los valles y mesetas cordilleranos, así como el origen de la Depresión Central.

Finalmente, la última parte de esta tesis tiene por objeto considerar los procesos observados en la zona de estudio y confrontarlos con experiencias recogidas en otras zonas de los Andes y del mundo. El objeto de esta parte final de la memoria de tesis será entregar nuevos elementos que unifiquen ciertos aspectos acerca de cómo se construyen las cordilleras en márgenes de subducción.

I-2. Procesos que Controlan el Desarrollo del Relieve y su Modo de Análisis

In studying the cycle of normal erosion we assume a simple case (...) a smooth, soil covered lowland underlain by nearly uniform rocks is uplifted (...) a highland is formed sloping from the main crestline to the sea (...) Processes which act on this surface are gravity, weathering, rainfall, wash, and corrasion in stream beds.

“The Geographical Cycle”, 1899

William Morris Davis

La morfología de las zonas orogénicas es el resultado de la interacción y competencia entre procesos *constructivos* y *destructivos*. Los procesos constructivos son aquellos que aumentan la elevación de la superficie terrestre, mientras que los destructivos son aquellos que la disminuyen. El proceso constructivo más importante es la tectónica, la que mediante el acomodo de fuerzas compresivas engrosa la corteza y levanta la superficie de los continentes. El volcanismo y la sedimentación también son procesos constructivos, ya que ambos aumentan localmente la elevación de la superficie. Por su parte, los procesos destructivos son todas las formas de erosión, y que están fuertemente determinados por el clima, en particular por las precipitaciones. La tectónica extensional al producir subsidencia también puede disminuir la elevación de la superficie, y por lo tanto también entra en la categoría de proceso destructivo. En suma, el balance en el tiempo y en el espacio entre construcción y destrucción morfológica dará lugar a diferentes formas montañosas y generación de relieve*.

En esta construcción, las redes hidrográficas cumplen una función primordial en la dinámica de los relieves producto de su potencial erosivo y de transporte de material. La dinámica erosiva es una función de dos parámetros fundamentales: el gradiente topográfico (S) y el flujo de agua (Q), el cual puede aproximarse por el área drenada (A) y la tasa de precipitaciones (P). De acuerdo con gran parte de los estudios, esta relación se puede expresar bajo una ley física de la siguiente forma [e.g. *Howard and Kerby*, 1983; *Howard et al.*, 1994; *Whipple and Tucker*, 1999]:

$$E \propto A^m S^n \quad (\text{I-1})$$

donde E es la tasa de erosión, y m y n son constantes positivas. Mientras la pendiente está controlada por la tectónica y el flujo de aguas por el clima, el área drenada está controlada por ambos procesos debido a que la tectónica determina la pendiente regional y por ende el tamaño y la morfología de las cuencas vertientes, mientras que el clima determina la cantidad de agua que circula por la cuenca. No obstante, la erosión ó abrasión glacial puede llegar a ser un mecanismo mucho más relevante en la destrucción del paisaje.

* Relieve : diferencia de elevación entre las cimas y las planicies o valles de cierta región [*Bates and Jackson*, 1980].

Aun cuando la erosión es una función controlada por la tectónica y el clima (tasa de precipitaciones particularmente), estos dos mecanismos no son necesariamente independientes entre sí. De hecho, el sollevamiento puede impedir la libre circulación atmosférica, focalizando y/o inhibiendo las precipitaciones [e.g., *Hoffman and Grotzinger, 1993*]. Asimismo, la gran elevación de una cadena orogénica puede acentuar las lluvias (precipitación orográfica). Por otro lado, el efecto producido por el clima en la erosión implica la descarga de material desde el orógeno, induciendo un alzamiento de superficie [e.g., *England and Molnar, 1990*].

Indirectamente, el clima también puede afectar los procesos tectónicos. Por ejemplo, *Lamb and Davis [2003]* propusieron que los sedimentos arrastrados hasta la fosa en una zona de subducción actuarían como lubricantes del contacto interplaca, inhibiendo así el traspaso de stress hacia el continente, y por ende, disminuyendo los esfuerzos tectónicos orogénicos. De este modo, las zonas desérticas se diferenciarían de las zonas más húmedas no sólo por las tasas de precipitaciones, sino también porque en las primeras la deformación sería mayor que en las segundas. No obstante, la aplicación de esta teoría en los Andes ha sido fuertemente refutada por *Hartley [2005]* debido fundamentalmente a la carencia de evidencias climáticas y tectónicas que respalden dicha formulación, aunque *Melnick and Echtler [2006]*, por su parte, han presentado evidencia tendiente a respaldar el modelo de *Lamb and Davis [2003]*.

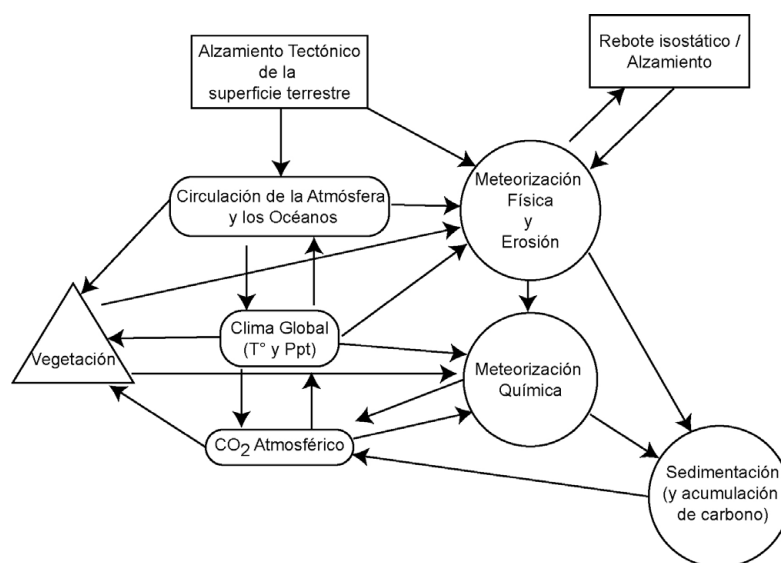


Figura I-2. Interacciones potenciales y retroalimentación entre alzamiento tectónico y el sistema climático/ambiental de la Tierra [*Ruddiman, 1997*]. Los rectángulos indican las partes del sistema terrestre relacionados con la tectónica (alzamiento); rectángulos redondeados indican las partes del sistema relacionados con la circulación atmosférica y oceánica y el clima; círculos indican las partes del sistema relacionados con la meteorización y la erosión; el triángulo indica la influencia de la vegetación sobre el sistema terrestre. En este diagrama no se ha incluido el volcanismo. Este debería afectar directamente los componentes atmosféricos, oceánicos y climáticos, así como la vegetación. Así mismo, aumentaría la elevación de la superficie terrestre, las tasas de sedimentación volcanoclástica. Además, la construcción de edificios volcánicos afectaría puntualmente el balance isostático de la corteza.

Otras formas indirectas en las cuales el clima influenciaría el comportamiento tectónico están dadas por lo planteado por *Avouac and Burov* [1996] y por *England and Molnar* [1990]; mientras los primeros sugieren que el crecimiento de una montaña y la estabilidad de fuerzas estarían fuertemente influenciados por la remoción de material desde el orógeno hacia el antepaís debido a la erosión, los segundos sugieren que la misma remoción de material por erosión implica un cambio en la carga orogénica, y por lo tanto debería ser compensada isostáticamente por alzamiento de rocas.

Sin lugar a dudas, las interrelaciones tectónica-clima son complejas a pesar que de la gran cantidad de simplificaciones que normalmente se asumen. Más aún, dichas interrelaciones pueden más complejas, ya que muchos otros factores pueden alterar la evolución del relieve (Figura I-2). Por ello, la consideración de cada uno de los mecanismos involucrados debe ser correctamente asumida dentro de escalas espaciales y temporales adecuadas.

I-2.1 Tectónica: El Mayor Proceso Constructivo

I-2.1.1. Acortamiento, engrosamiento cortical y alzamiento de rocas

El *strain* contractivo horizontal, o “acortamiento tectónico” (o simplemente acortamiento) es el proceso fundamental en la formación de cadenas montañosas. El acortamiento puede ser acomodado mediante mecanismos frágiles y dúctiles. La frágil corteza superior puede ser acortada mediante cabalgamientos que forman una *faja corrida* (*thrust belt*), así como por plegamientos corticales formando una *faja plegada* (*fold belt*). Normalmente, ambos modos de deformación actúan simultáneamente, formando así las “fajas plegadas y corridas” (*fold-and-thrust belts*). La acreción de múltiples estructuras normalmente imbricadas transportadas tectónicamente por medio de un cabalgamiento mayor es comúnmente denominado como *napa tectónica* (para mayor detalla en las definiciones, ver *McClay and Price*, [1981]).

El acortamiento horizontal implica engrosamiento. El *stress* ejercido por una columna de material cortical puede ser expresado como el peso del material suprayacente por unidad de área:

$$\sigma_c(z^*) \equiv g \cdot \int_0^{z^*} \rho(z) \cdot dz \quad (\text{I-2})$$

donde g es la aceleración de gravedad, z^* es una profundidad específica, $\rho(z)$ es la densidad de la corteza en función de la profundidad. Para ilustrar de forma más simple el proceso, podemos considerar una densidad constante de la corteza ρ_c (comúnmente aproximada a 2750 kg/m^3). Por lo tanto, el *stress* ejercido por la columna de corteza de espesor h estará dada por:

$$\sigma_c(h) = \rho_c gh \quad (\text{I-3})$$

La corteza flota sobre el manto debido a su menor densidad respecto al manto subyacente (3300 kg/m^3). El espesor de columna cortical que flotará sobre el manto estará regido por el Principio de Arquímedes aplicado a los continentes (isostasia). De acuerdo con esto, el equilibrio estará dado por la equivalencia entre los esfuerzos ejercidos por la columna completa de material cortical (h) y el esfuerzo ejercido por el manto desplazado de espesor b por el hundimiento de cierta parte de la columna cortical. Es decir:

$$\rho_c h = \rho_m b \quad (\text{I-4})$$

Por lo tanto, el espesor del continente que flota sobre el manto estará dado por

$$h - b = h \left(1 - \frac{\rho_c}{\rho_m} \right) \quad (\text{I-5})$$

Desde luego que esta expresión parece un poco ambigua, dado que no existe un nivel claro de referencia. Para aproximar a valores más entendibles, normalmente el balance de fuerzas isostáticas se hace considerando un espesor cortical de referencia (cercano a 33 km), sobre el cual se producen anomalías positivas (si ellas se encuentran sobre esta “corteza normal”) o anomalías negativas (también denominadas “raíces corticales u orogénicas”) (Figura I-3). Por lo tanto, si el sistema está en equilibrio isostático, la elevación de las cordilleras con respecto al nivel superior de la corteza de referencia (H) deberá estar compensada por un espesor cortical acumulado en las raíces corticales (R) tal que cumplan la relación:

$$H\rho_c = R(\rho_m - \rho_c) \Leftrightarrow H = R \left(1 - \frac{\rho_c}{\rho_m} \right). \quad (\text{I-6})$$

Esta expresión es similar a la expresión (I-6), salvo que la elevación H y el espesor de las raíces corticales R están considerados a partir de un nivel de referencia relacionado con una corteza de referencia, la cual normalmente está dada por el espesor observado en regiones cuya elevación es aproximadamente el nivel del mar (33 km de espesor). De este modo, H será considerada la elevación con respecto al nivel del mar.

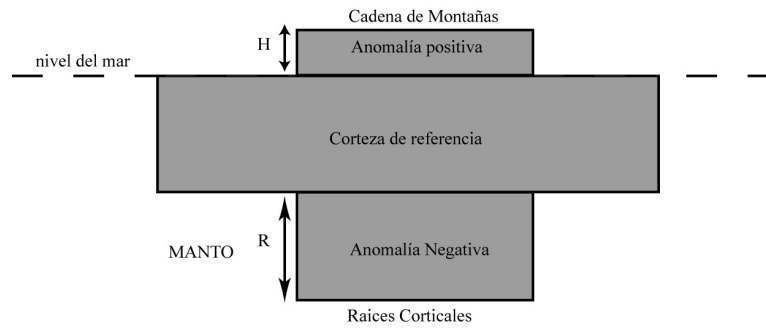


Figura I-3. Equilibrio isostático entre una cadena montañosa y las raíces corticales bajo una *compensación de Airy*.

Como previamente fue señalado, el acortamiento ejercerá un engrosamiento cortical en el cual el volumen del material se conserve (salvo que existan cambios de densidad producto de reacciones metamórficas). Esto será válido si no existen desplazamientos laterales de material (es decir, bajo un estado de “cizalle puro” bajo un modelo de *strain* plano). Por lo tanto, si consideramos que la región antes de la deformación tuvo un largo original l_0 y un espesor inicial h_0 , entonces el producto del acortamiento Δl queda expresado del siguiente modo:

$$l_0 h_0 = (l_0 - \Delta l)(h_0 + \Delta h) \quad (\text{I-7})$$

$$\Delta h = h_0 \left(\frac{\Delta l}{l_f} \right) = (h_f - \Delta h) \left(\frac{\Delta l}{l_f} \right) \quad (\text{I-8})$$

Estas expresiones muestran claramente que el engrosamiento (Δh) estará dado además por el largo de material acortado. En otras palabras, bajo estas expresiones estamos considerando que el engrosamiento cortical será distribuido a través de todo el largo cortical escogido. Sin embargo resta saber cuánto aumentará la elevación (ΔH) de la cadena montañosa en función al engrosamiento Δh de la corteza, lo cual está dado por la reescritura diferencial de la ecuación (I-5):

$$\Delta H = \Delta h \left(1 - \frac{\rho_c}{\rho_m} \right) \quad (\text{I-9}).$$

De este modo, considerando valores normales de densidad del manto y la corteza (3300 y 2750 kg/m³, respectivamente), el cambio de elevación será aproximadamente un 17% (1/6) del engrosamiento cortical para un modelo de *strain* plano.

Sin embargo, cambios en la densidad del manto pueden alterar los balances mostrados anteriormente. Particularmente, en los últimos años se ha propuesto que la remoción del manto litosférico y su reemplazo por astenosfera (cuya densidad es aproximadamente 70 kg/m³ mayor) inducirá un cambio en el equilibrio isostático que puede conducir a un alzamiento adicional de

superficie tan alto como 2 km (e.g., *Molnar et al.* [1993] para el Tibet, y *Garzione et al.* [2006] para el Altiplano). Así mismo, el desprendimiento de la losa oceánica y el consecuente ascenso astenósferico ha sido propuesto para explicar el alzamiento de superficie registrado en la New Hebrides [*Chatelain et al.*, 1992]. Por otro lado, la subducción de dorsales asísmicas también ha sido invocada para explicar variaciones en la elevación de los continentes, debido a la mayor flotabilidad de estas regiones del *slab* [e.g., *Gutscher et al.*, 1999].

I-2.1.2. Límites del acortamiento y propagación de la deformación.

La construcción de un orógeno está dada por el balance mecánico de fuerzas de cuerpo (*body forces*) y fuerzas de superficie (*surface forces*). En dos dimensiones (*strain* plano), las ecuaciones de equilibrio están dadas por las siguientes expresiones:

$$\frac{\partial \sigma_{zz}(x, z)}{\partial z} + \frac{\partial \sigma_{xz}(x, z)}{\partial x} = \rho(x, z)g \quad (\text{I-10})$$

$$\frac{\partial \sigma_{xx}(x, z)}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xz}(x, z)}{\partial z} = 0 \quad (\text{I-11})$$

donde σ_{xx} , σ_{zz} , σ_{xz} , y σ_{zx} , son los esfuerzos horizontal, vertical, y de cizalle horizontal y vertical respectivamente. De acuerdo con *Dalmayrac and Molnar* [1981] y *Molnar and Lyon-Caen* [1988], si se considera que los esfuerzos de cizalle en la base de la litosfera son despreciables, entonces las fuerzas horizontales serán constantes sin importar ni el grosor litosférico ni la elevación del orógeno. En otras palabras, el stress horizontal será transmitido a diferentes sectores sin cambiar su magnitud (si ese esfuerzo no es disipado termal ni mecánicamente). Sin embargo, el esfuerzo vertical si variará en dependencia de la elevación del orógeno; ellos serán menores en el antepaís y mayores en las zonas axiales. Por lo tanto, las zonas bajas tendrán una menor oposición al acortamiento que las zonas altas. Más aún, en las áreas elevadas los esfuerzos deviatóricos pueden incluso llegar a ser negativos ($\sigma_{xx} > \sigma_{zz}$), produciendo extensión, mientras que en el antepaís habrá una tectónica contractiva. Dicho comportamiento ha sido descrito en los altos *plateaux* continentales del Altiplano [e.g., *Mercier et al.*, 1992] y el Tibet [e.g., *Molnar and Tapponnier*, 1977; *Armijo et al.*, 1986; *Liu and Yang*, 2003], mientras que habría sido la causa del colapso del *plateau* del Colorado en la zona del *Basin and Ranges* en el SW de los Estados Unidos [e.g., *Eaton*, 1982].

I-2.1.3. Alzamiento, exhumación y denudación

Utilizando la terminología de *England y Molnar* [1990], modificada por *Stüwe y Barr* [1998] y *Stüwe* [2002] (Tabla I-1), el alzamiento de superficie (*surface uplift*) es el movimiento vertical de la superficie de la Tierra respecto a un nivel de referencia fijo. Por su parte, el alzamiento de rocas (U_{ro}) es el desplazamiento de las rocas respecto al geoide. Por lo tanto, el alzamiento de superficie será igual al alzamiento de rocas (U_{ro}) menos la exhumación (E):

$$U = U_{ro} - E \quad (I-12)$$

U_{ro} es el único parámetro que no puede ser calculado directamente, y sólo puede ser determinado en base a la ecuación (I-12). En consecuencia, la información que aportan los métodos geobarométricos y geocronológicos pueden sólo ser utilizados para inferir exhumación y no pueden ser usados directamente para interpretar alzamiento [Stüwe, 2002].

Contrario a lo que comúnmente se piensa, el acortamiento (cabalgamiento) induce principalmente desplazamientos descendentes debido al mayor peso de la corteza engrosada [Stüwe, 2002] (Figura I-4a,b). Sin embargo, la disminución de densidad producto del reemplazo de manto por corteza (que es menos densa) en las raíces orogénicas hará que las rocas sobre cierta profundidad A se alcen respecto a una referencia fija gracias a la compensación isostática (Figura I-4b). De ese modo, en el ejemplo mostrado en la Figura I-4, sólo la erosión causará un desplazamiento ascendente de las rocas hacia la superficie respecto a un punto de referencia fijo para las rocas ubicadas bajo el punto A (Figura I-4c). Por el contrario, el alzamiento de superficie no requiere de la erosión, sino que por el contrario, la erosión tenderá a disminuir la elevación media aun cuando la elevación de las cimas pueda aumentar [England and Molnar, 1990].

Una forma simple de entender el problema entre exhumación y alzamiento se muestra en la Figura I-5: una falla conduce a las rocas a un nivel mayor al inicial con respecto a un sistema fijo de observación (punto h). Sin embargo, la distancia de h a la superficie se ha mantenido constante (Figura I-5a-b,d). De hecho, el punto f fue enterrado. En este caso, la exhumación no fue ejercida por el cabalgamiento, sino por la erosión (Figura I-5c,d).

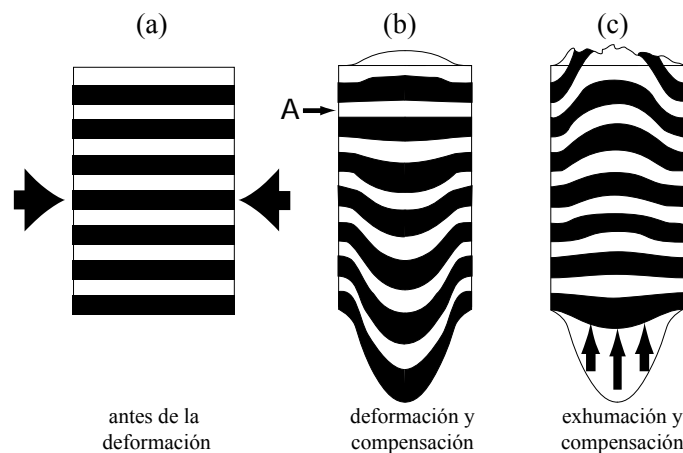


Figura I-4. Esquema de los movimientos verticales que ocurren en cordilleras compensadas isostáticamente. (a) Antes de la deformación, (b) Inmediatamente después del acortamiento. Las rocas bajo A se desplazan hacia abajo con respecto a su posición inicial. (c) Columna cortical después de la exhumación por erosión. La estructura en forma de domo en la superficie se formó sólo por procesos de exhumación y no por el acortamiento. Tomado de Stüwe [2002]

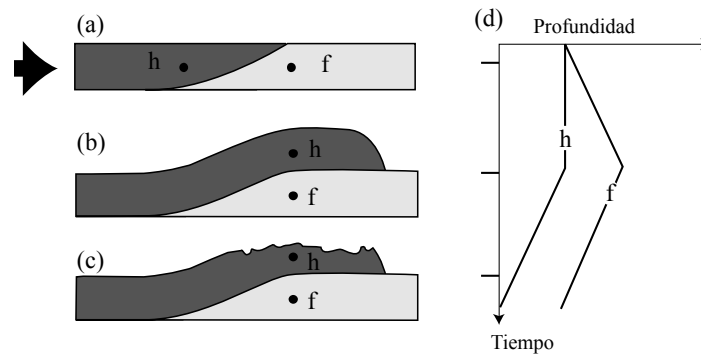


Figura I-5. Esquema del movimiento vertical del bloque colgante y yacente en una rampa anticlinal. El cabalgamiento por sí mismo no causó exhumación sino que por el contrario produjo enterramiento. La exhumación ocurre solamente con la subsecuente erosión que lleva las rocas cerca de la superficie.

Tabla I-1. Definición y formas de interpretar alzamiento, exhumación y denudación

Alzamiento de Superficie	
Definición	Movimiento vertical de la superficie terrestre relativo a un nivel de referencia
Directamente interpretado por:	Paleontología, paleobotánica, paleoclimatología, interferometría radar, métodos topográficos tradicionales
Indirectamente interpretado por:	Sedimentos en cuencas circundantes
Exhumación	
Definición	Movimiento vertical de rocas relativo a la superficie
Directamente interpretado por:	Geobarometría Geotermometría (asumiendo un gradiente geotermal)
Indirectamente interpretado por	Geocronología (asumiendo un gradiente geotermal)
Denudación	
Definición	Remoción de material desde la superficie (no necesariamente equivalente a exhumación)

♦ Basado en *England y Molnar* [1990], *Stüwe y Barr* [1998] y *Stüwe* [2002]

I-2.1.4. Tectónica de placas y deformación en el continente

La convergencia de placas (subducción o colisión) implica una transmisión de esfuerzos y de deformación desde la interfase de placas hacia las litosferas. La transmisión de esfuerzos a lo largo de la litosfera puede ser acomodada por deformación extensional, contractiva o transcurrente o una combinación entre esta última y las primeras (transgresión: contracción más transcurrancia; transtensión: extensión más transcurrancia). Sin embargo, el control sobre la transmisión de esfuerzos y el acomodo de ellos son amplia materia de debate en la actualidad. Una de las formas de enfrentar el problema de cómo ocurre la transferencia de esfuerzos y de deformación hacia la placa continental es analizando las fuerzas que actúan en una zona de subducción por medio de un análisis simplificado en dos dimensiones. Es claro que bajo este tipo de análisis los efectos de transcurrancia así como los de subducción oblicua serán obviados.

En primer lugar, la interacción generada por la convergencia de placas está determinada por el empuje que ejercen ambas placas (*slab push*). Las fuerzas de empuje son el resultado del movimiento absoluto de cada una de las placas originado por la dinámica del manto terrestre, incluyendo fuerzas de tracción que resultan del peso del slab (*slab pull force*) y fuerzas de empuje de las dorsales (*ridge push*), aun cuando esta última fuerza es aproximadamente 1 orden de magnitud menor que las fuerzas de tracción [Lithgow-Bertelloni and Richards, 1995] (Figura I-6). El resultado de primer orden de la convergencia es el cabalgamiento de una placa sobre la otra determinado por las diferencias de densidad. De este modo, en las zonas de subducción océano-continente, la losa oceánica subduce bajo la litosfera continental, sumergiéndose en la astenosfera. Este avance vertical de la losa oceánica es facilitado por las fuerzas de arrastre (*slab pull*) producidas por el peso de la placa oceánica, la cual es fuertemente dependiente de la edad de la placa oceánica [Carlson et al., 1983], así como de la viscosidad del manto [e.g., Conrad and Lithgow-Bertelloni, 2004]. Por lo tanto, dos son las fuerzas de primer orden en una zona de subducción: las **fuerzas de empuje** y las **fuerzas de arrastre** (Figura I-6).

Por otro lado, existen otras dos importantes fuerzas que intervienen en una zona de subducción (Figura I-6), ambas horizontales: la **fuerza de presión de flujos mantélicos** [e.g. Doglioni et al., 1999]; y la **fuerza de anclaje** [Scholz and Campos, 1995; Heuret and Lallemand, 2005]. De este modo, la deformación transmitida al continente debe ser una función de estas cuatro fuerzas, al menos.

A grandes rasgos, la deformación (acortamiento o extensión) en el continente tendrá una tasa dada por [Heuret and Lallemand, 2005] (Figura I-7):

$$V_d = V_{up} - V_t \quad (I-13)$$

donde V_{up} y V_t son las velocidades absolutas de la placa y de la posición de la fosa, respectivamente (Figura I-7). De este modo, la cantidad de desplazamiento de la corteza continental que es retenida por la convergencia de placas deberá ser la cantidad de acortamiento. Sin embargo, el conocimiento de las condiciones que favorecen o desfavorecen el traspaso de este movimiento a acortamiento es aún materia de debate.

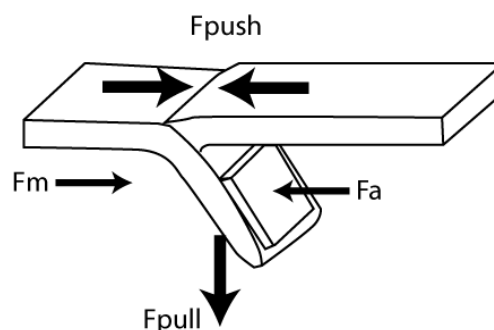


Figura I-6. Principales fuerzas que intervienen en una zona de subducción en un análisis bi-dimensional. **Fpush**: fuerza de empuje; **Fpull**: fuerza de arrastre; **Fm**: fuerza de flujo mantélicos; **Fa**: Fuerza de anclaje (puede tener un sentido opuesto). Modificado de Heuret and Lallemand [2005]

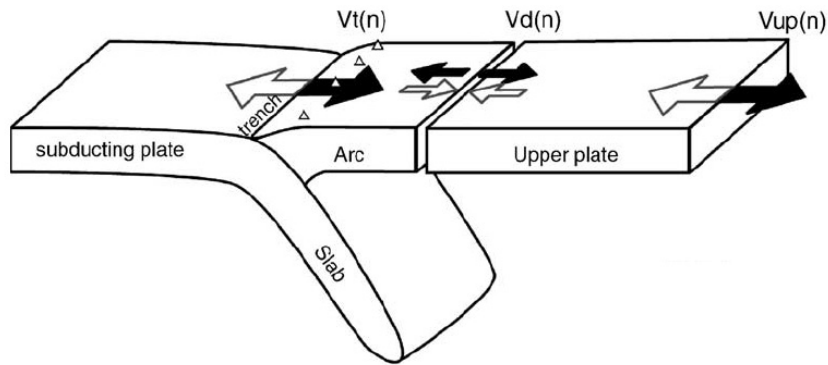


Figura I-7. Patrones estructurales bi-dimensionales de las zonas de subducción. V_{up} : movimiento absoluto de la placa superior, V_t : movimiento absoluto de la fosa, V_d : tasa de deformación en el trasarco. Flechas negras y blancas se refieren a velocidades positivas y negativas, respectivamente. Por *Heuret and Lallemand* [2005].

El primer punto a analizar es lo que ocurre directamente en el contacto de las placas. Diversos estudios correlacionan un rápido movimiento absoluto de la placa continental hacia el océano con un ambiente de stress compresivo en la zona de subducción, lo cual conduce a acortamiento [*Heuret and Lallemand*, 2005], a un fuerte acoplamiento sísmico*, y la ocurrencia de grandes sismos [*Conrad et al.*, 2004; *Ruff and Kanamori*, 1980; *Uyeda and Kanamori*, 1979], mientras que las zonas con un bajo acoplamiento sísmico se relacionan a zonas donde más bien se presenta extensión en el trasarco y un movimiento absoluto de la placa superior en sentido opuesto a la fosa (Figura I-7). *Silver et al.* [1998]; *Yáñez and Cembrano* [2004]; *Heuret and Lallemand* [2005], *Sobolev and Babeyko* [2005], entre otros, encontraron una fuerte **relación global entre la velocidad absoluta de la placa continental con las cantidades de deformación**; si el movimiento absoluto de la placa continental es hacia el océano, entonces se produce acortamiento (como es el caso de las costa occidentales de América), mientras que si la placa continental se aleja en términos absolutos del océano, entonces se produce extensión (como es el caso de la mayor parte del Asia Pacífico). Como la velocidad de acortamiento V_d se puede expresar como la velocidad absoluta del continente V_c menos la velocidad del antearco externo o de migración de la fosa V_t (en el caso que no exista erosión tectónica), estos autores sugirieron que la presencia o ausencia de deformación continental puede ser aproximada desde los casos extremos en que $V_d=0$, es decir, $V_c=V_f$ (ausencia de deformación), ó $V_d=V_c$, es decir, $V_f=0$. Estadísticamente establecieron que no existe una relación entre el movimiento positivo o negativo de la fosa con la edad de la placa. Esto cuestiona la validez de las presunciones que le atribuyen al movimiento de la fosa y al *slab pull*. Estos autores terminan sugiriendo que ante los casos en los que la velocidad absoluta de la placa superior no puede tampoco explicar los movimientos de la fosa, aquellas regiones estarían fuertemente influenciadas por flujos mantélicos. Por otro lado, en aquellas zonas compresivas, la presencia de una fuerza de anclaje puede prevenir el *trench roll-back*

Desde luego, aun cuando lo anterior expone cuáles son las condiciones de primer orden relacionadas a la dinámica de placas que pueden conducir a la formación de un orógeno contractivo, ellas no garantizan que se produzca acortamiento en el continente y cuanto puede ser dicho acortamiento. Un ejemplo de ello es el fuerte acortamiento producido en los Andes

* Acoplamiento sísmico se refiere a la interacción friccional entre ambas placas, es decir, a la ocurrencia de sismos. Acoplamiento entre placas (plate-slab coupling) se refiere más bien al grado de “agarre” entre ambas placas.

Altiplánicos, donde el acortamiento incluso excede los 300 km durante el Cenozoico [McQuarrie, 2002], mientras que en el sur de Chile al norte del punto triple (46°S), el acortamiento decrece a menos de 50 km [Ramos *et al.*, 1996]. Además, vale la pena recordar que los análisis de Heuret and Lallemand [2005] se basan en un estudio estadístico de las características de las zonas de subducciones actuales (análisis fenomenológico). Por otro lado, de acuerdo con el estudio físico de la zona de subducción andina de Yáñez and Cembrano [2004], el grado de acoplamiento (que finalmente definirá la cantidad de strain y stress transferido hacia el continente capaz de generar acortamiento) está dado principalmente por la viscosidad absoluta del *slip layer* o del canal de subducción.

Por lo tanto, hay muchos otros procesos que influyen el traspaso efectivo de stress hacia el continente en las zonas de subducción, aparte de las condiciones de convergencia. En este sentido, Lamb y Davis [2003] propusieron que la formación de los Andes está fuertemente acoplada con los esfuerzos de cizalle (*shear stress*) producidos en la interfase de placas, los cuales dependerían de la cantidad de sedimentos que caen a la fosa y que son añadidos a la interfase. De esta forma, las condiciones de aridez que han predominado en los Andes Altiplánicos (15°-27°S) durante el Cenozoico, y por ende, la ausencia de sedimentos en la interfase se relacionarían directamente con las mayores alturas de la cordillera, las mayores cantidades y tasas de acortamiento, y el menor esfuerzo de cizalle obtenido a partir del balance de fuerzas de flotabilidad entre la fosa y la cordillera. Así mismo, las regiones septentrionales y australes de los Andes Centrales presentarían una menor deformación y altitud debido a sus condiciones predominantes de humedad que disminuirían el stress de cizalle facilitando la subducción, sin transferir mayor energía al continente. Esos resultados son consistentes con los de Yáñez and Cembrano [2004], quienes demuestran que la edad de la placa subducente (la cual es menor hacia el norte y el sur del codo de Arica) controla la viscosidad del canal de subducción y por lo tanto el acoplamiento interplaca.

Otro factor importante que también controla el traspaso efectivo de stress al continente tiene que ver con la reología del continente, particularmente con la rigidez de la litosfera continental (*strength*) (Figura I-8). La rigidez de la litosfera continental está particularmente controlada por la estructura reológica dependiente de la profundidad, en la cual el espesor y la composición de las capas corticales, el espesor de la litosfera mantélica, la temperatura, la temperatura potencial de la astenosfera, la tasa de *strain*, y la presencia de fluidos juegan un rol fundamental [e.g., Kehle, 1970; Brace and Kohlstedt, 1980; Carter and Tsenn, 1987; Kirby and Kronenberg, 1987; Ord and Hobbes, 1989; Burov and Diament, 1996; Cloetingh *et al.*, 2005].

Otro elemento que juega un papel significativo en el traspaso de esfuerzos está relacionado con la topografía del slab, la cual también puede generar cambios en la interfase de placas y, por ende, cambios en la transferencia de esfuerzos hacia el continente. Más aún, las condiciones de flotabilidad de dichas irregularidades puede asociarse con cambios en la pendiente de la losa oceánica, inhibiendo, en ciertos casos, la formación de una cuña astenosférica con la consecuente ausencia de volcanismo, lo cual cambia la estructura termal de la litosfera continental y, por tanto, la reología. En términos generales, estas rugosidades pueden comportarse ya sea como asperezas (es decir, zonas donde la actividad sísmica se concentra en torno a las rugosidades) o como barreras que bloquean la ruptura de la interfase de placas, es decir, aumentando el esfuerzo de cizalle. Los ejemplos más conocidos son las zonas de

I-2.2. Procesos de Superficie

I-2.2.1. Los ríos y las laderas como morfologías de procesos superficiales

La transferencia de masa en la superficie de los continentes es el proceso fundamental de modelación del relieve. La dinámica de dicho proceso está fuertemente controlada por las interacciones entre “procesos de ladera” (*hillslope process*) y de “ríos”, definiendo dos dominios que contribuyen de diferente forma a la erosión, transporte y sedimentación (Figura I-9) [e.g. *Lague, 2001*]. Los procesos de ladera son aquellos que ocurren en una zona topográfica donde los cursos de aguas no están canalizados y son más bien transientes. A pesar que los procesos de ladera dominan en más del 90% de las superficies continentales, las distancias de transferencia de materia de estos procesos son muy restringidas, menores al tamaño de una cuenca de drenaje. Por su parte, los ríos son zonas de erosión y transporte muy localizadas para las cuales las distancias de transferencia de materia son hasta de escala continental. El límite entre ríos y laderas son las “riberas”, aun cuando en la cabecera de los ríos, este límite no es tan marcado, siendo principalmente controlado por la estacionalidad de precipitaciones y por la variabilidad de los flujos acuosos. Por otra parte, la forma de erosionar de estos procesos está ligada a los aportes sedimentarios, a las condiciones hidráulicas, al objeto que está siendo erosionado y su forma, y a las condiciones locales de solevantamiento.

I-2.2.2 Procesos de ríos

En las zonas orogénicas, los ríos “inciden” el substrato rocoso continuamente alzado tectónicamente, “transportando” el material erosionado proveniente de aguas arriba, de las laderas y de la erosión local. La incisión y el transporte están condicionados por numerosos factores, tales como el flujo de agua, la geometría del canal (altura, ancho y pendiente), el tamaño y cantidad de granos transportados, así como por su modo de transporte, la naturaleza del substrato rocoso, la tasa de solevantamiento tectónico, etc. El problema fundamental del estudio

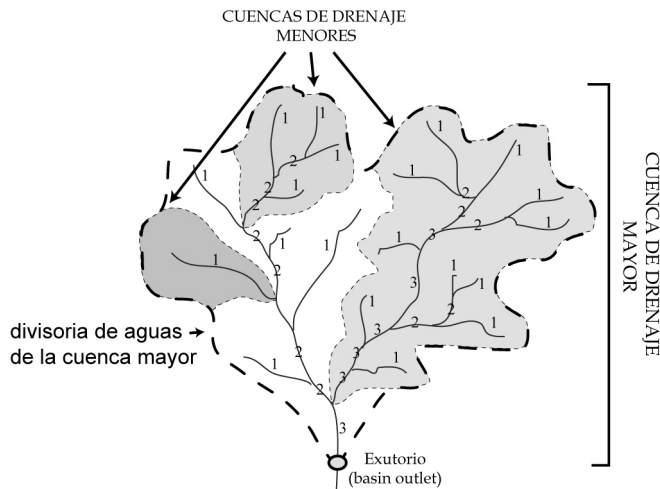


Figura I-9. Elementos morfológicos mayores en una cuenca de drenaje. Todas aquellas zonas que no están jerarquizadas como canales corresponden a laderas. Las jerarquías corresponden a los “órdenes de Strahler”

numérico del comportamiento de los ríos en la evolución de una cadena orogénica reside en la identificación de los factores de primer orden de estos dos procesos.

Aun cuando comúnmente se entiende por incisión al proceso en el cual un río hace descender la elevación de su *thalweg*, a continuación se llamará incisión (salvo que se explicita lo contrario) al proceso de erosión sobre el substrato rocoso, mientras que a la erosión que ocurre sobre depósitos fluvio-aluviales se denominará transporte. Es claro que si el transporte fluvial en un punto determinado logra exceder el influjo sedimentario, entonces, dada cierta cantidad de tiempo, el río comenzará a incidir sobre el substrato rocoso.

I-2.2.2.1. Incisión fluvial

La ***incisión fluvial*** de un substrato rocoso es el resultado de la abrasión mecánica, la meteorización, cavitación y movimientos de masa [e.g. *Whipple et al.*, 2000]. Normalmente, la ***abrasión*** y el ***arranque*** mecánico del lecho rocoso (*plucking*) son considerados los procesos principales de incisión fluvial. Dos condiciones son necesarias para efectuar dichos procesos: (1) el substrato rocoso debe aflorar en superficie, y (2) deben existir partículas en movimiento en el fondo del río [*Sklar and Dietrich*, 1998; *Whipple et al.*, 2000]. Los ríos que inciden son denominados “ríos de lecho rocoso” (*bedrock rivers*), y se caracterizan por tener una mínima y/o transiente reserva de sedimentos fluvio-aluviales, por lo que su capacidad de transporte siempre excede el suministro de sedimentos [*Howard et al.*, 1994].

Howard and Kerby [1983] establecieron que la tasa de incisión I se aproxima mediante una función de la intensidad del flujo de aguas ψ dada por la expresión:

$$I = -K_b (\psi - \psi_c)^\zeta \quad (\text{I-14})$$

donde K_b es la erodabilidad mecánica del substrato rocoso, ψ_c es una intensidad de flujo de agua crítica que debe ser superada para que la incisión ocurra, y ζ es un exponente positivo. Resulta común observar que la intensidad del flujo de agua sea considerada igual al stress de cizalle en el fondo del río (τ) o, alternativamente, igualada a la potencia del río por unidad de área, es decir, el producto del stress de cizalle y la velocidad media V (es decir, $\psi = \omega = \tau V$), lo cual se denomina potencia de flujo unitaria (*unit stream power*).

Utilizando ecuaciones simples de conservación de masa:

$$Q_w = VDW \quad (\text{I-15})$$

más la conservación de momentos en un canal infinito:

$$\tau = \rho g D S = \rho C_f V^2 \quad (\text{I-16})$$

más la geometría hidráulica:

$$W = K_w Q_w^b \quad (\text{I-17})$$

y una función de relación de la hidrología de la cuenca:

$$Q_w = K_q A^c \quad (\text{I-18})$$

se obtiene una ecuación de la forma general de la expresión (I-14) dada por:

$$I = K(A^d S^h - \psi_c^*)^\zeta \quad (\text{I-19})$$

donde D y W son la profundidad y el ancho del curso de agua respectivamente, Q_w es el flujo de agua, ρ es la densidad del agua, g es la aceleración de gravedad, C_f es un coeficiente de fricción adimensional, A es el área drenada acumulada, S es la pendiente local, y K_w , K_q , b , c , d , h son constantes. Es común observar que ψ_c^* es despreciado (i.e., se considera que el río siempre es capaz de superar este valor), obteniéndose para la tasa de incisión una expresión de la forma

$$I = K A^m S^n \quad (\text{I-20})$$

Esta relación es conocida como la “ley de potencias de escorrentías” (*stream power law*). Las constantes K , m y n , son positivas y son el objeto de búsqueda en la mayor parte de los trabajos recientes en el tema. El exponente n tiene particularmente un rol crítico en la dinámica de los ríos [Whipple and Tucker, 1999]. Teóricamente, si la intensidad del flujo de agua es considerado igual al stress de cizalle, el valor de n se acerca a 0.7, mientras que si se considera igual a la potencia unitaria, n es igual a 1 [Howard et al., 1994; Whipple and Tucker, 1999]. De una forma más compleja, Whipple et al. [2000] derivaron expresiones teóricas de los procesos de arranque de material (*plucking*, $n=2/3 - 1$) y de los procesos de abrasión por partículas en suspensión ($n \approx 5/3$). Sin embargo, observaciones empíricas donde se conoce la evolución reciente de un río (i.e., las tasas de incisión), el área drenada, y la pendiente local [e.g. Kirby and Whipple, 2001; Seidl and Dietrich, 1992; Snyder et al., 2000] muestran un espectro de valores mucho mayor que el determinado teóricamente, donde n varía entre 0 y 2, m desde 0.1 a 0.5, probablemente reflejando el impacto de la variabilidad del clima, litología, tasa de alzamiento, hidrología de la cuenca, etc. En muchos casos, los estudios de los exponentes asocian un valor

* Sin embargo, numerosos trabajos han mostrado que a partir de la distribución estocástica del clima durante el tiempo, este valor crítico es sumamente importante y no puede ser despreciado [e.g. Snyder et al., 2003 ; Tucker, 2003].

físico al coeficiente $m/n=\theta$, representando la concavidad de los perfiles de ríos en equilibrio [e.g. *Moglen and Bras*, 1995; *Zaprowski et al.*, 2005], aun cuando dicho coeficiente se encuentra influenciado por varios otros parámetros, tales como el clima, la litología, etc.

Por su parte, la constante K (coeficiente de erodabilidad) es un factor de proporcionalidad que incorpora el clima y el tipo de roca. *Snyder et al.* [2000] señalaron que K está probablemente influenciado por factores tales como la resistencia de la roca, el material transportado por el canal, el ancho del canal, el caudal, y la frecuencia de flujos de detritos. Así mismo, la dimensionalidad de K es dependiente del valor de m , con unidades de $[L^{1-2m}][T^{-1}]$. Los valores de K presentan variaciones considerables en órdenes de magnitud: valores máximos son cercanos a 1×10^{-2} y mínimos próximos a 5×10^{-7} [*Stock and Montgomery*, 1999], aunque principalmente se hallan concentrados entre 10^{-5} y 10^{-6} [*Snyder et al.*, 2000].

I-2.2.2.2 Transporte de sedimentos

El transporte de sedimentos está dado por la capacidad de transporte que tenga un río. Esto se expresa como q_c [L^2/T] (i.e., flujo de sedimentos), y se aproxima a una función dependiente del stress de cizalle adimensional (*shield stress*) τ^* [*Howard*, 1994]:

$$q_c = K_h (\tau^* - \tau_c^*)^g \quad (I-21)$$

donde $\tau^* = \tau / (\rho_s - \rho) g D_g$, K_h es un coeficiente de transporte, g un exponente positivo, D_g el tamaño característico de los granos, normalmente entre D_{50} y D_{90} (es decir, para tamaño de granos considerando entre 50% y 90% de las partículas son finas), ρ_s es la densidad de granos y τ_c^* es el stress de shield crítico necesario para romper la inercia de las partículas detenidas en el fondo del río. En la mayor parte de los trabajos τ_c es despreciado, y al igual que para los modelos de incisión es posible llegar a una relación similar:

$$q_c = K_{all} A^{m'} S^{n'} \quad (I-22)$$

I-2.2.2.3. Modelos de comportamiento de ríos.

Basándose en leyes de conservación de masa, la tasa a la cual varía la elevación de la superficie está determinada por:

$$\frac{dh}{dt} = -\nabla \cdot q_c + U \text{ (modelo limitado por el transporte)} \quad (I-23)$$

$$\frac{dh}{dt} = U - I = U - KA^m S^n \text{ (modelo limitado por la incisión)} \quad (\text{I-24})$$

El primer modelo (I-23) implica que el flujo sedimentario es igual a la capacidad de transporte, y que la erosión y agradación resultan de las variaciones en la capacidad de transporte a lo largo del río [Howard and Kerby, 1983; Willgoose et al., 1991]. Este modelo supone que el fondo del río siempre dispone de sedimentos para el transporte, por lo que es válido solamente para ríos aluviales constituidos de un espesor de carga de fondo (*transport-limited models*). Por el contrario, el segundo modelo (I-24) implica que el flujo de sedimentos transportados por el río es siempre inferior a la capacidad de transporte, por lo que esta expresión representa una situación en la que domina la incisión sobre el substrato que debe constituir el fondo del río (*bedrock rivers*).

I-2.2.3. Procesos de laderas

Los procesos de ladera ocurren fundamentalmente bajo dos modos: (1) aquellos donde dominan los *procesos gravitacionales* (remociones en masa de laderas, avalanchas y flujos de detritos, y reptación de suelos), y (2) aquellos relacionados con el transporte de aguas (flujos de aguas superficiales no encausados, impactos por gotas de lluvia, erosión en barrancos ó *gullies* y en *badlands*). El problema de la evolución de laderas ha sido aproximado por diversos modelos empíricos de difusión lineal y no-lineal.

El modelo de difusión lineal [e.g. Culling, 1960] responde a la hipótesis de que el material es fácilmente erodado, es decir, el sistema está “limitado por el transporte” (*transport-limited*), lo cual se expresa como:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = K_D \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + U \quad (\text{I-25})$$

donde K_D es el coeficiente de difusión, h la altura, y U la tasa local de alzamiento.

El modelo de difusión no lineal empírico ha sido propuesto para introducir la idea de una pendiente crítica alrededor de la cual los flujos sedimentarios aumentan más que linealmente. La expresión de Roering et al. [1999] establece que el flujo sedimentario por unidad de ancho q_s está dado por:

$$q_s = \frac{K_d S}{1 - (S/S_c)^2} \quad (\text{I-26})$$

donde S es la pendiente principal y S_c es una pendiente crítica. De este modo, considerando un transporte limitado, el balance de masas queda expresado por:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -\nabla \cdot q_s + U \quad (\text{I-27})$$

I-2.2.4. Evolución de los ríos al alzamiento: ejemplos de modelos a partir de la ley de potencias de escorrentías

La principal condicionante de la tasa a la cual la topografía media es denudada (excepto en terrenos extensionales) es la tasa de incisión sobre el lecho rocoso (*bedrock channel incision*) [Stock and Montgomery, 1999], por lo que los canales de lecho rocoso cumplen un papel fundamental en la evolución dinámica de los paisajes montañosos [Anderson, 1994; Anderson et al., 1994; Howard et al., 1994; Tucker and Slingerland, 1996; Sklar and Dietrich, 1998; Whipple and Tucker, 1999; Whipple et al., 2000] debido a que ellos (1) reflejan los cambios en las condiciones de borde a lo largo del paisaje (e.g. clima y tectónica), (2) son el control de primer orden en la respuesta temporal del sistema a tales perturbaciones, y (3) marcan la condición de borde inferior de las laderas a lo largo del paisaje [Whipple et al., 2000]. Por ello, la mayor parte de los estudios sobre evolución del relieve continental considera que la ley de potencias de escorrentías es la ley motora del cambio morfológico a grandes escalas espaciales y temporales. Esto resulta válido a pesar de la presencia de un lecho fluvio-aluvial y de la sedimentación de piedemonte [e.g. Whipple and Tucker, 2002; Carretier and Lucazeau, 2005], así como porque las fluctuaciones estocásticas en el tipo de transporte a pequeñas escalas de tiempo [e.g. Molnar, 2001; Tucker and Bras, 2000; Tucker and Slingerland, 1997; Snyder et al., 2003; Tucker, 2004] pueden alterar la velocidad de los procesos de incisión del lecho rocoso. En efecto, por medio de un análisis teórico, Lague et al. [2005] propusieron que las variaciones en el caudal son irrelevantes en el comportamiento de la denudación a grandes escalas de tiempo, al menos en el contexto de un modelo limitado por la incisión.

Aun cuando los problemas derivados de la simplificación que se hace de los procesos y factores con la ley de potencias de escorrentías, existen muchas aplicaciones, dentro de las cuales se muestran a continuación algunas de las más relevantes, las cuales serán utilizadas en el desarrollo de esta memoria de tesis.

Una de las aproximaciones más básicas para entender el comportamiento de los ríos es la simplificación del problema en tres o dos dimensiones a una sola dimensión. Esta se basa en la **Ley de Hack** [1957]:

$$A = k_a x^h, \quad (\text{I-28})$$

la cual relaciona la distancia a lo largo del río principal x (desde la cabecera [$x = 0$] hasta su desembocadura) con el área drenada acumulada a lo largo del mismo río, donde k_a es una

constante dimensional y h es el recíproco del exponente de Hack cuyos valores se ubican en un acotado rango entre 1.67 y 1.92 [Hack, 1957; Maritan et al., 1996; Rigon et al., 1996; Whipple and Tucker, 1999]. Esta relación se obtiene, por ejemplo, graficando A versus $\log(x)$, y luego haciendo una regresión lineal sobre los datos (Figura I-10).

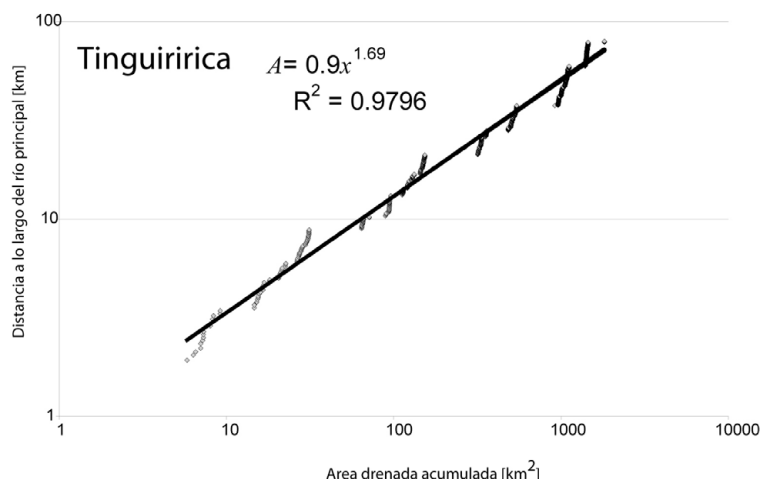


Figura I-10. Ley de Hack obtenida en la cuenca del río Tinguiririca en la Cordillera Principal de Chile Central. R^2 es el factor cuadrático de correlación, el cual muestra una excelente correlación cercana al óptimo ($=1$). Como se observa, h se encuentra entre los rangos típicos (ver texto).

Combinando (I-20) y (I-28) se obtiene que los perfiles de ríos son gobernados por una ecuación de ondas cinemáticas no lineal [Whitman, 1974; Whipple and Tucker, 1999]:

$$\frac{dh}{dt} = U(x, t) - Kk_a^m x^{hm} S^{n-1} \left| \frac{dh}{dx} \right|, \quad x_c \leq x \leq L \quad (\text{I-29})$$

con una velocidad de onda $-Kk_a^m x^{hm} S^{n-1}$, donde $S = |dh/dx|$, L es el largo del río medido desde la naciente, y m y n son constantes adimensionales positivas (ver sección I.2.2.2.1). La velocidad de onda previamente mencionada corresponde a la velocidad de propagación de una perturbación o concavidad en el perfil longitudinal de un río, determinada por el cambio de nivel base local. Esta perturbación es conocida como *knickpoint*, y comúnmente se relaciona con la actividad de una estructura que genera una surrección local (Figura I-11). Por lo tanto, el estudio de la migración de los knickpoints revelará cuál ha sido el periodo de respuesta erosivo a un evento de alzamiento.

Una forma más compleja de analizar la evolución morfológica es utilizando “Modelos de evolución de morfologías” (*Landform Evolution Models*: LEM). Estos modelos son mucho más complejos, integrando en un solo código computacional una buena parte de las ecuaciones previamente mostradas (así como sus derivaciones y expresiones alternativas). En este trabajo de tesis se utilizó el código APERO (Análisis Progresivo de la Erosión), desarrollado por Francis

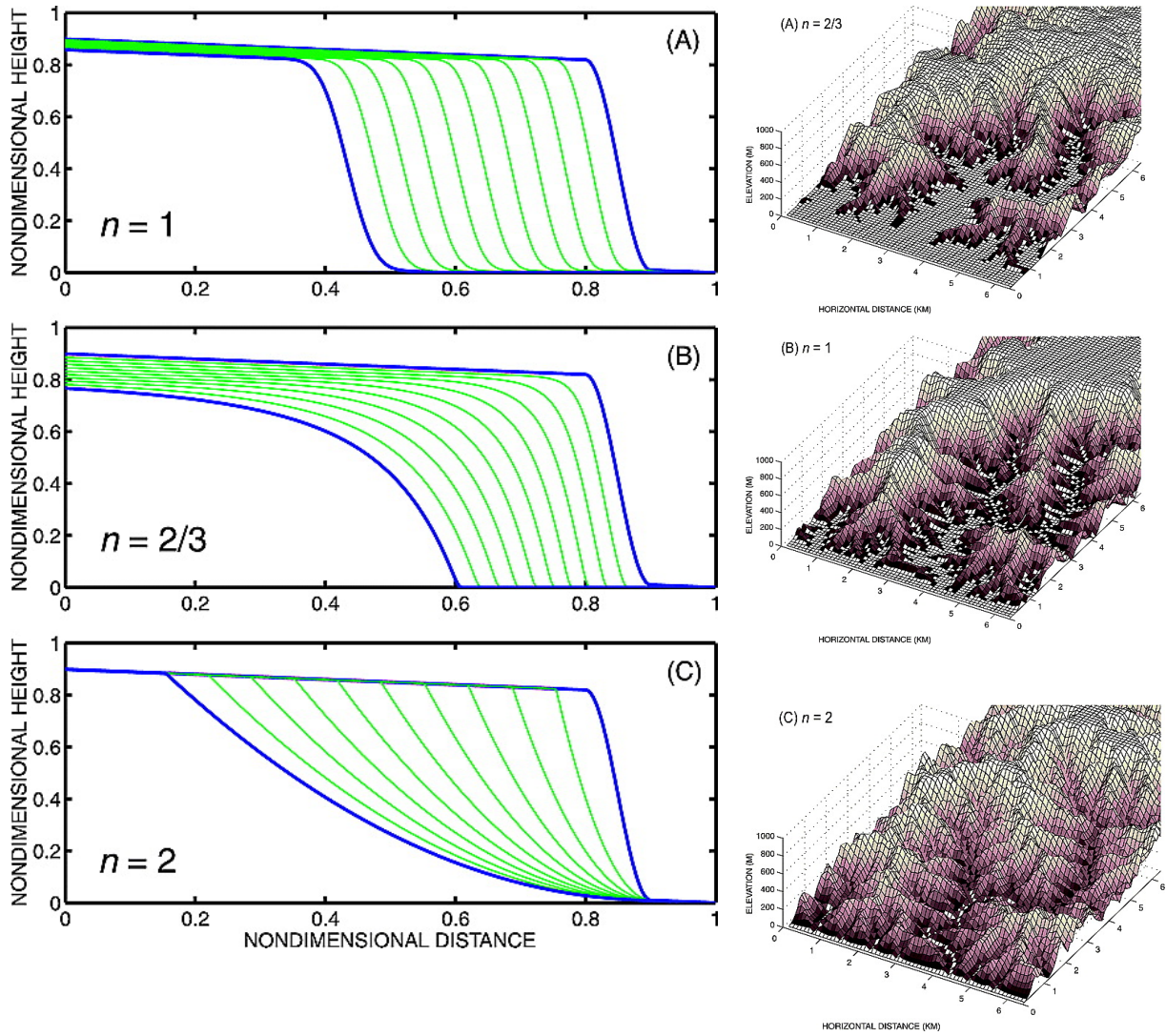


Figura I-11. Modos de migración de *knickpoints* ante el alzamiento en dependencia del parámetro n . Tomado de Tucker and Whipple [2002].

Lucazeau, y Sebastián Carretier (ver Carretier and Lucazeau [2005] para una mayor profundización en los detalles del programa).

APERRO consiste en un código gobernado por ecuaciones de conservación de sedimentos y agua en tres dimensiones:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -\bar{\nabla} \bar{q}_s + U \quad (\text{I-30})$$

$$Q = PA \quad (\text{I-31})$$

Nótese que la ecuación (I-30) es la forma vectorial de la ecuación (I-27). Por su parte, el caudal Q se aproxima mediante la tasa de precipitaciones anual P y el área drenada A .

APERO considera tanto procesos de ladera como procesos de ríos (transporte e incisión). Para los procesos de ladera se utiliza la expresión vectorial de la ecuación de difusión no lineal (I-26). Para la incisión, se resuelve la siguiente ecuación derivada de la ley de potencias de escorrentías (ecuación I-20):

$$\frac{\partial h}{\partial t} = K_{br} Q^m S^n \quad (\text{I-31})$$

De igual forma, el transporte aluvial se resuelve mediante:

$$Q_{s_{al}} = K_{al} Q^\alpha S^\beta \quad (\text{I-32})$$

I-3. Los Andes de Chile Central: Rasgos Generales y Problemática

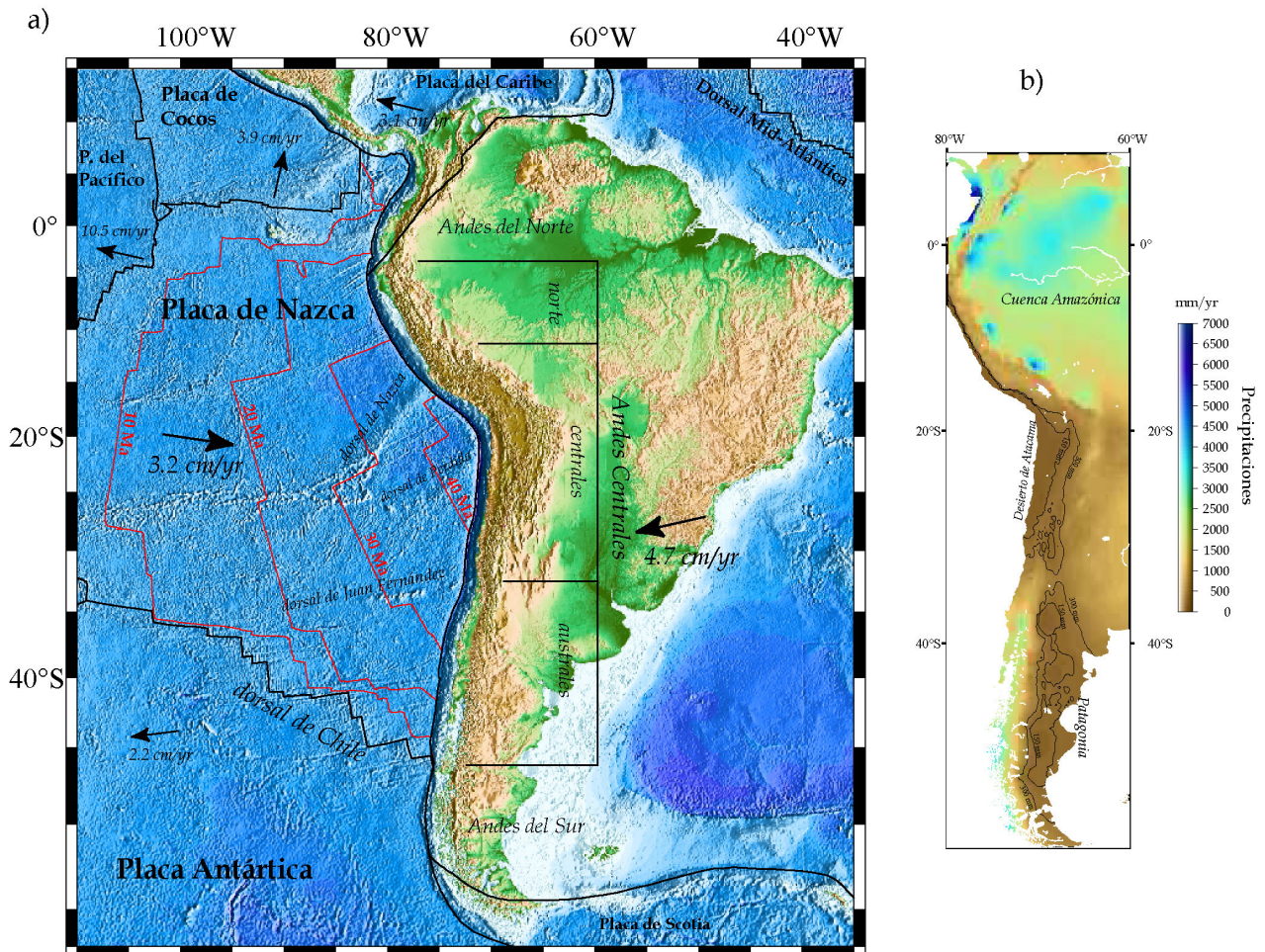


Figura I-12. Características tectónicas y morfológicas principales de Sudamérica.

a) Topografía y mayores características tectónicas de Sudamérica. Las flechas indican las velocidades absolutas de cada una de las placas (HS3-NUVEL1, *Gripp and Gordon* [2002]). La topografía y batimetría están basadas en ETOPO2 (<http://www.ngdc.noaa.gov>). La separación en segmentos Andinos está basada en *Gansser* [1973].

b) Mapa de precipitaciones de los Andes de *Climatic Research Unit* [*New et al.*, 2002] con una resolución espacial de 10'. Se trazaron dos contornos de 150 y 300 mm/yr para resaltar las zonas desérticas (desierto de Atacama y Patagonia). En ambos casos, la cordillera impide el libre tránsito de las masas húmedas, incrementando la sequedad en el lado opuesto (sombra pluviométrica ó *rain shadow*).

La Cordillera de los Andes tiene un largo de ~8000 km con una orientación aproximada N-S (Figura I-12). Las grandes diferencias latitudinales a lo largo de la cadena se manifiestan en marcados contrastes climáticos, existiendo zonas muy húmedas en los extremos norte, sur-oeste y centro-este, mientras que el centro-oeste está marcado por condiciones de aridez e hiper-aridez (desierto de Atacama) (Figura I-12). Así mismo, la Cordillera de los Andes ejerce un fuerte control sobre la circulación atmosférica, incrementado las precipitaciones en función de la altitud y obstaculizando los flujos atmosféricos: el Altiplano-Puna impide el paso de la humedad proveniente de la cuenca amazónica, aumentando la sequedad en el desierto de Atacama, mientras que los Andes Australes impiden el paso de las corrientes húmedas del Pacífico, contribuyendo así a la sequedad de la Patagonia argentina (Figura I-12).

La Cordillera de los Andes es el resultado del engrosamiento cortical de la corteza continental sudamericana sometida a la subducción de la placa oceánica de Farallón-Nazca. Aún cuando este proceso ha sido relativamente continuo desde el Jurásico, los mayores rasgos morfoestructurales actuales se han producido durante el Cenozoico, y particularmente desde el Oligoceno Superior [e.g. *Allmendinger et al.*, 1997; *Isacks*, 1988; *Lamb et al.*, 1997; *Rutland*, 1971; *Sempere et al.*, 1990; *Charrier et al.*, 2002], cuando el vector de convergencia de placas se incrementó y se hizo prácticamente ortogonal al margen Chileno de Sudamérica [*Pardo-Casas and Molnar*, 1987; *Somoza*, 1998], aun cuando, de acuerdo con *Silver et al.* [1998], el factor más relevante sería el dramático aumento de la velocidad absoluta del continente sudamericano hacia el oeste durante el Oligoceno (Figura I-13). Así mismo, la naturaleza propia de la corteza subducente sería responsable de importantes cambios en su pendiente de caída, y por ende, de su interacción mecánica con el continente. De hecho, una importante segmentación en los Andes estaría determinada por zonas de subducción plana asociadas con la subducción de dorsales oceánicas asísmicas (dorsal de Nazca y de Juan Fernández) [e.g. *Pilger*, 1981; *Nur and Ben-Avraham*, 1981; *Yáñez et al.*, 2001; 2002] (Figura I-12). Además, la posición de cada dorsal se relaciona con notables variaciones morfológicas en el antearco, arco (ausencia de volcanismo) y trasarco. No obstante, el efecto de la subducción de dorsales oceánicas estaría, además, fuertemente influenciado por la naturaleza constitutiva de la propia corteza continental [*Tassara et al.*, 2006], de modo tal que, por ejemplo, la subducción de la dorsal de Perdida frente a Iquique ($\sim 20^{\circ}\text{S}$, Figura I-12) no se relaciona con una subducción plana, aunque sus características mecánicas y geométricas son similares a las de la dorsal de Juan Fernández [*Tassara et al.*, 2006].

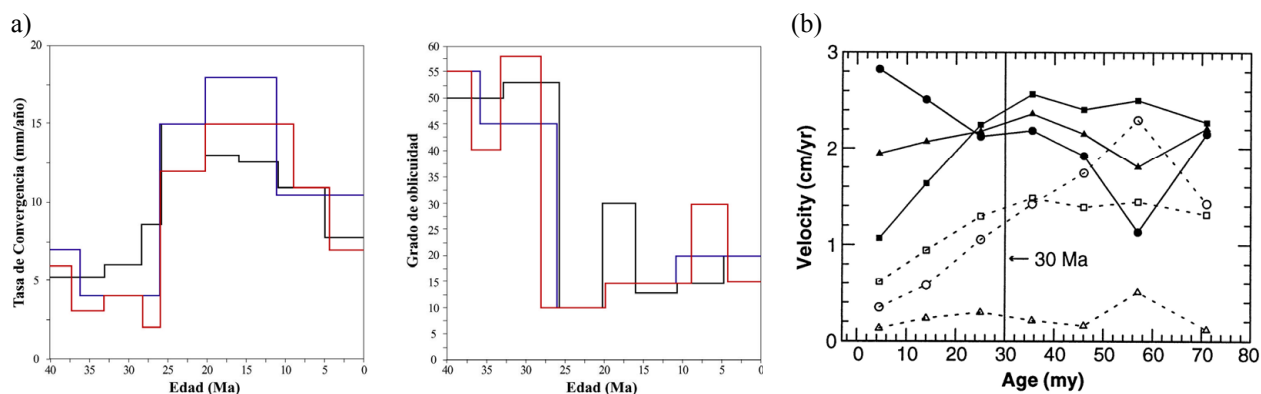


Figura I-13. (a) Variaciones temporales en la velocidad de convergencia entre las placas de Sudamérica y Nazca (izquierda) y el grado de oblicuidad (derecha). Línea de acuerdo con *Pilguer* [1981], línea de acuerdo con *Pardo-Casas and Molnar* [1987], y línea de acuerdo con *Somoza* [1998]. (b) Variaciones de las velocidades de divergencia entre Sudamérica y África (triángulos), y las velocidades absolutas de Sudamérica (círculos) y África (cuadrados). Se aprecia como a partir de ~ 25 Ma la velocidad absoluta de América del Sur aumenta, mientras que la divergencia no disminuye importantemente. Tomado de *Silver et al.* [1998].

En la zona de subducción plana al norte de $\sim 32^{\circ}30'\text{S}$, la vertiente occidental de los Andes es prácticamente continua desde el mar hacia el este (Figura I-13). No obstante, inmediatamente al sur de esta zona, la cadena está segmentada por una cuenca longitudinal (*Depresión Central*, *Valle Longitudinal* ó *Depresión Intermedia*) que separa la Cordillera de la Costa, al W, de la Cordillera Principal, al E. Además, al sur de los 33°S reaparece el volcanismo, dando origen a la Zona Volcánica Sur, posiblemente en asociación al incremento de la pendiente de caída de la losa oceánica hasta aproximadamente 30° (Figura I-13). Además, la cadena y la fosa cambian de

orientación en esta zona, con rumbo N-S hacia el norte, y NNE-SSW hacia el sur (el cual en este trabajo será denominado como **Oroclino del Maipo**).

La evolución tectónica de los Andes Centrales al sur de los 33°S está marcada por diferentes fases alternadas de tectónica extensional e inversión desde el Triásico. El último episodio extensional se habría producido durante el Paleógeno Superior [e.g., *Godoy et al.*, 1999; *Charrier et al.*, 1996; 2002; *Jordan et al.*, 2001], principalmente en la vertiente Chilena de los Andes (Figura I-12), dando origen a la Cuenca de Abanico*. Esta cuenca habría sufrido una inversión parcial durante el Mioceno Inferior, caracterizada por el desarrollo de plegamientos y corrimientos de alto ángulo en los flancos de la cuenca.

Sin embargo, la mayor parte del acortamiento ha sido acomodada inmediatamente al este del flanco oriental de la antigua cuenca de Abanico, formando la Faja Plegada y Corrida de Aconcagua (FPCA), al norte de los 34°15'S, y la Faja Plegada y Corrida de Malargüe (FPCM) al sur de dicha latitud (Figura I-12). La fuerte deformación en ambas fajas habría continuado hasta el Mioceno Superior-Plioceno Inferior [*Giambiagi et al.*, 2003, 2005]. El engrosamiento cortical producido por el acortamiento tectónico se encuentra fuertemente marcado por la geoquímica de los depósitos volcánicos agrupados en la Formación Farellones emplazados en el centro de la Cuenca de Abanico (ver *Charrier et al.* [2002] para una completa revisión de estos antecedentes). Sin embargo, sólo en los bordes de la antigua Cuenca de Abanico se puede observar deformación tectónica importante post-Mioceno Inferior. El borde oriental de esta cuenca se encuentra deformado por medio de cabalgamientos de alto ángulo, y cuyo desarrollo tardío se asociaría con el bloqueo de la deformación hacia el este y el desarrollo de fallas inversas fuera-de-secuencia (*out-of-sequence thrusts*) de alto ángulo producto de la reactivación e inversión de fallas normales mesozoicas que alzaron la Cordillera Frontal entre 9 y 4 Ma [ver *Giambiagi et al.*, 2003; *Fock*, 2005] (Figura I-14). En el margen occidental de la Cordillera Principal, las series paleógenas presentan una fuerte deformación, aunque las series neógenas están prácticamente intactas, siendo la segmentación orogénica que dio lugar a la Depresión Central el único rasgo de actividad tectónica importante durante el Neógeno Superior y que hoy se manifiesta por el gran relieve del frente cordillerano en Santiago que se asocia a la falla (o sistema de fallas) de San Ramón-Pocuro [*Rauld*, 2002; *Charrier et al.*, 2005]. Esta falla se extiende hacia el norte en una falla normal parcialmente invertida denominada falla Pocuro [*Aguirre*, 1957, 1960; *Carter and Aguirre*, 1965], la cual no presenta indicios morfológicos de actividad relevante al norte de los 33°S [*Campbell*, 2005; *Charrier et al.*, 2005] (Figura I-12).

A pesar de los numerosos trabajos realizados en los Andes de Chile Central, aún resta una serie de interrogantes sobre la formación del orógeno, y el tipo e intensidad de los procesos constructivos y destructivos involucrados en la evolución del relieve. Por ejemplo, aún falta por precisar la edad de inicio de la inversión tectónica oligo-miocena en las distintas regiones a través y a lo largo de la cadena, la magnitud del acortamiento tectónico, la cronología y magnitudes de los procesos de alzamiento y exhumación. Más aún, esta situación no permite entender qué procesos controlaron finalmente el desarrollo del orógeno hasta su estado actual. Por ejemplo, a

* Abanico es el nombre dado a la formación depositada en la cuenca extensional Paleógena-Miocena Inferior, de allí la denominación de Cuenca de Abanico utilizada en este trabajo.

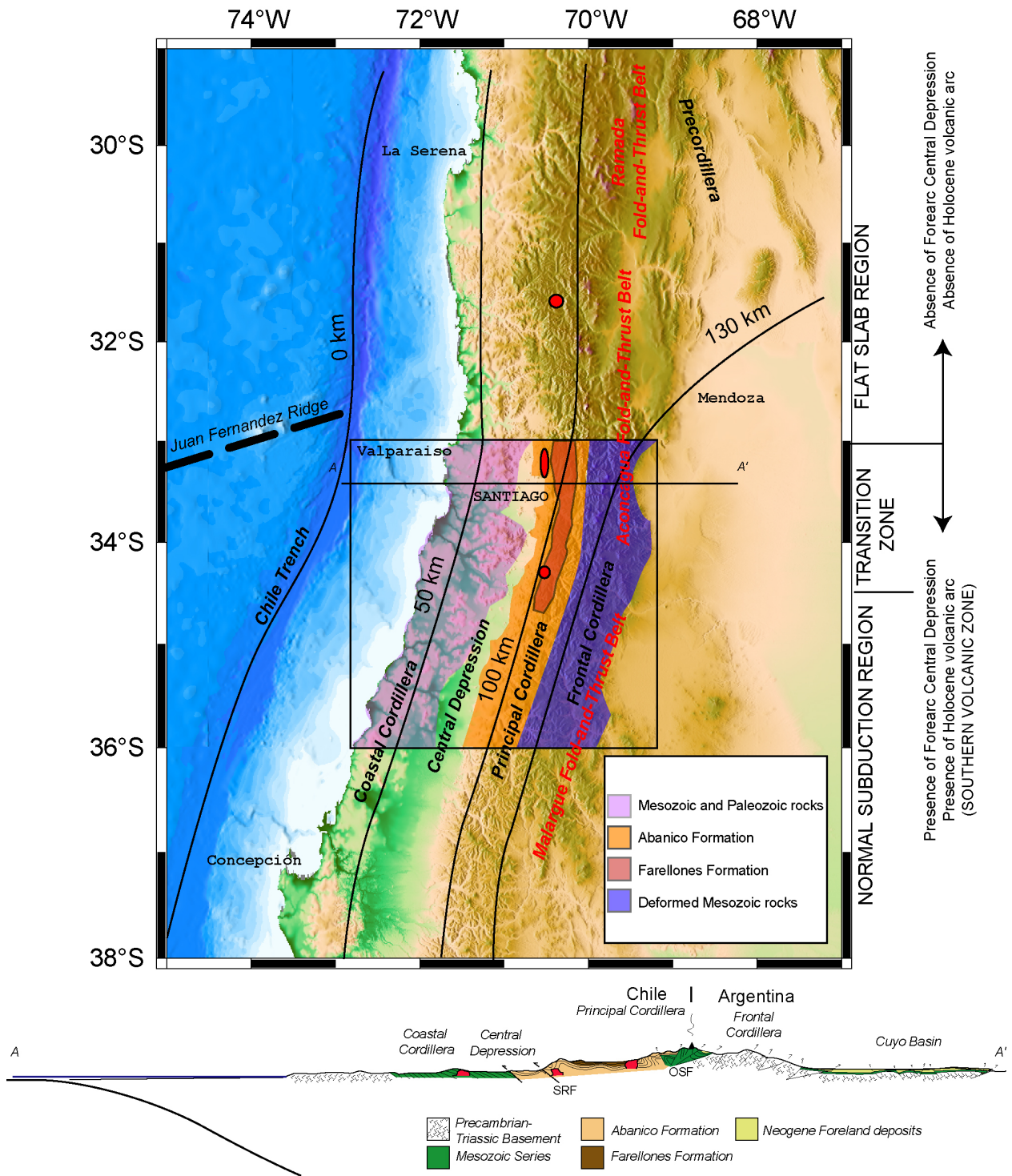


Figura I-14. Morfología y geología de los Andes de Chile Central y Argentina Centro-Oeste. **a)** Unidades morfoestructurales y litologías mayores de los Andes Centrales australes de Chile y Argentina. Se indica la profundidad de la zona de Wadatti-Benioff (0, 50, 100, 130 km). Círculos rojos indican los yacimientos de pórfidos cupríferos más importantes de esta región. **b)** Sección geológica simplificada de este segmento de los Andes. SRF: Falla San Ramón; OSF: Fallas fuera-de-sequencia. Basado en Rauld [2002]; Fock [2005], Giamgiagi et al. [2003], y Charrier et al. [2002].

pesar de los intentos por comprender el origen de la Depresión Central [e.g., *Brügger*, 1950; *Carter and Aguirre*, 1965; *Borde*, 1966], los modelos propuestos presentan una serie de conflictos con nuevos antecedentes tanto estructurales como morfológicos de esta morfología. Por otra parte, en la vertiente chilena existen importantes yacimientos cupríferos, tales como El Teniente y Río Tinto-Los Bronces (Figura I-14), de los cuales no se conoce bien cuál fue el control que la estructura tuvo sobre el magmatismo y la metalogénesis, aún cuando *Skewes and Holmgren* [1993], *Skewes and Stern* [1994] y *Maksaev et al.* [2003] detectaron una relación entre la edad de la mineralización y un importante evento de exhumación en el Mioceno Superior-Plioceno. Finalmente, aún resta por comprender la influencia del clima y de los procesos de erosión durante la surrección de esta parte de los Andes.

I-4. Sobre la tesis

I-4.1. Objetivos de estudio

Este estudio tiene como **objetivo principal** “ *Comprender la contribución relativa y los mecanismos de retroalimentación entre los procesos constructivos y destructivos que han configurado el paisaje andino Neógeno entre los 33° y 35°S*”.

Al abordar el problema presentado en la parte austral o sur de los Andes Centrales, el concepto de sistema geomorfológico implica un análisis sistemático multidisciplinar de las morfologías superficiales a diferentes escalas espacio-temporales, el que da lugar al estudio de las relaciones entre las formas y los procesos de erosión en función de los principales controles intrínsecos (volcanismo, tectónica y clima) y extrínsecos (ajuste dinámico de canales fluviales y laderas, por ejemplo).

En términos **generales**, por medio de este estudio, se espera:

- (1) Conducir a un mejor conocimiento de las condiciones y mecanismos que participan e influyen la construcción de una cadena montañosa en un régimen de subducción;
- (2) Comprender la relación entre el sistema de subducción y la formación de la cadena montañosa;
- (3) Comprender la forma en la cual los diferentes mecanismos han controlado el desarrollo geomorfológico y tectónico de los Andes Centrales Australes entre los 33°S y los 36°S;
- (4) Confrontar críticamente los resultados obtenidos con los que han sido puestos en evidencia en otros sectores de los Andes Centrales, así como en otras cadenas orogénicas, de modo tal de entender como las variaciones en los mecanismos envueltos en la formación del relieve controlan el desarrollo del mismo.

Para conseguir estos objetivos, será necesario **específicamente**:

- (1) Determinar el estado de deformación actual de la corteza, en particular de la geometría, cinemática y edad de las fallas a escala regional;
- (2) Determinar la geometría, aporte y cinemática de las estructuras que han controlado el desarrollo estructural de la cadena montañosa, tanto en superficie como en profundidad, así como cual sería su relación geométrica, dinámica y mecanismos involucrados con la zona de subducción (es decir, como se efectúa la transferencia de stress y strain desde la interfase de placas hacia el continente).
- (3) Comprender la evolución del relieve, a partir de la organización y evolución de la red de drenaje;
- (4) Determinar las tasas de alzamiento y/o exhumación en la cordillera;
- (5) Comprender los procesos involucrados en la evolución de la morfología del antearco chileno, en función a la interacción de los procesos constructivos y degradacionales;

I-4.2. Metodología

De acuerdo a lo expresado previamente, el estudio de la formación de una cadena orogénica debe incluir múltiples disciplinas que permitan correlacionar los distintos procesos de forma dinámica. Específicamente, dentro de cualquier estudio de este tipo deben ser incluidas la determinación de la **arquitectura estructural**, la **cronología de los eventos de deformación y sedimentación**, y la **morfología resultante de la evolución orogénica**. A esto se le suman los resultados de estudios geofísicos que entreguen información sobre el **estado y configuración actual de la corteza**. Complementariamente, la modelación numérica permitirá poner en evidencia de mejor manera los **parámetros y procesos que controlan la orogénesis y la evolución del relieve**. A continuación se especifican las metodologías generales que han sido aplicadas en este estudio, las cuales tienen una numeración que las relaciona con los objetivos específicos previamente enunciados:

- (1) Instalación de una red sismológica temporal en la alta cordillera, en las cercanías del contacto entre las rocas Cenozoicas y Mesozoicas, lugar en el cual se concentra la actividad superficial registrada en los últimos años [Barrientos *et al.*, 2004; Charrier *et al.*, 2005]. Esto, en conjunto con el registro obtenido por el Servicio Sismológico de la Universidad de Chile entre 1980 y 2004, permitirá determinar un modelo de velocidades en tres dimensiones utilizando el código computacional SPHREL/SPHYFIT90 [Roeker *et al.*, 1993], el que a su vez permitirá relocalizar de mejor manera los hipocentros;

- (2) Análisis de la organización estructural de la cordillera basada en cartografía geológica realizada durante diversas campañas de terreno y en la utilización de sensores remotos (fotografías aéreas, imágenes satelitales, modelos numéricos de elevación), confrontando y correlacionando con la información obtenida a partir del análisis de la sismicidad;
- (3) Análisis de las unidades morfoestratigráficas y morfológicas que permitan analizar la evolución del relieve y de la red de drenaje. Este análisis comprende observaciones directas en terreno, así como el uso de Modelos Digitales de Elevación (DEM en su sigla en inglés), fotografías aéreas e imágenes satelitales. A su vez los resultados de esto serán analizados numéricamente utilizando el código APERO y derivaciones de la ley de potencias de escorrentías;
- (4) Determinación de edades en Trazas de Fisión en Apatitos y Zirrones que permitan determinar los tiempos de exhumación, así como determinar la edad de las unidades que constriñen el crecimiento del relieve por medio de dataciones radiométricas en Ar/Ar y U/Pb en zirrones. Esto incluye la determinación previa de las unidades sobre las cuales se desarrollarán estos métodos, tanto en terreno (donde se realizará la recolección de muestras) como por métodos indirectos (análisis de DEM, imágenes satelitales y aéreas, mapas geológicos, etc.);
- (5) Confrontar críticamente los resultados de las metodologías precedentes con aquellos obtenidos a lo largo del margen chileno y con los eventos tectónicos y morfológicos a lo largo de la cadena andina y de la zona de subducción.

CAPITULO II

**ORGANIZACIÓN Y EVOLUCIÓN
ESTRUCTURAL DE LOS ANDES DE
CHILE CENTRAL**

II-1. Introducción

La configuración actual del margen occidental del continente Sudamericano es el resultado una larga evolución de por lo menos 600 millones de años en los que se reconocen tres periodos o etapas que se pueden relacionar con los siguientes episodios mayores en la evolución del continente: (1) evento de acreción continental durante el Proterozoico Superior-Pérmico, el cual condujo a la amalgamación de Gondwana; (2) extensión continental, correspondiente al inicio del desmembramiento gondwánico durante el Pérmico Superior-Jurásico Inferior; y (2) subducción casi continua, que corresponde a la etapa de destrucción y deriva de los bloques continentales que constituyeron Gondwana, desde el Jurásico Medio hasta el Presente. Aun cuando la construcción de la cadena andina actual se asocia principalmente a la contracción iniciada en el Oligoceno [e.g., *Rutland*, 1971; *Isacks*, 1988; *Sempere et al.*, 1990; *Allmendinger et al.*, 1997; *Lamb et al.*, 1997], la estructura cortical andina ha sido fuertemente influenciada por las fases previas de desarrollo, determinando, por ejemplo, la ubicación de zonas de debilidad relacionadas con las zonas de sutura durante la fase acrecional, y la composición cortical dada por todas las diferentes fases eruptivas y acrecionales. De este modo, para comprender los mecanismos que condujeron al margen continental chileno hasta su configuración actual resulta necesario tomar en consideración las fases evolutivas previas a la formación de la cordillera actual.

En este capítulo, se presentan en primer lugar las principales características morfológicas y estratigráficas de la zona de estudio. La Sección II-1.2 muestra una síntesis sobre la evolución tectónica hasta el desarrollo de la cuenca extensional Paleógena (Cuenca de Abanico). La Sección II-2 presenta el estudio de cómo se desarrollo estructuralmente el flanco chileno de la cuenca, así como cuál es la arquitectura estructural en la que dicha evolución ocurre hoy en día (y posiblemente durante el Neógeno). Finalmente, esta sección se presenta un análisis sobre la cinemática actual en la cadena andina de Chile Central.

La sección II-1 se presenta como una revisión bibliográfica complementada de los ragos más destacados de la organización morfológica y estructural de la región de estudio, complementada con algunas observaciones realizadas en este estudio. Por su parte, la sección II-2 está constituida por dos artículos: el primero, publicado en 2006 en una publicación especial de la Asociación Geológica Argentina, resalta la importancia de las estructuras de vergencia al oeste en el flanco occidental de la Cordillera Principal, particularmente su participación durante la inversión de la Cuenca de Abanico, mientras que el segundo artículo, actualmente en revisión en *Earth and Planetary Science Letters*, analiza cómo las estructuras se prolongan en profundidad, y cual es su relación con las estructuras que constituyen la faja plegada y corrida argentina, así como su relación con la zona de subducción.

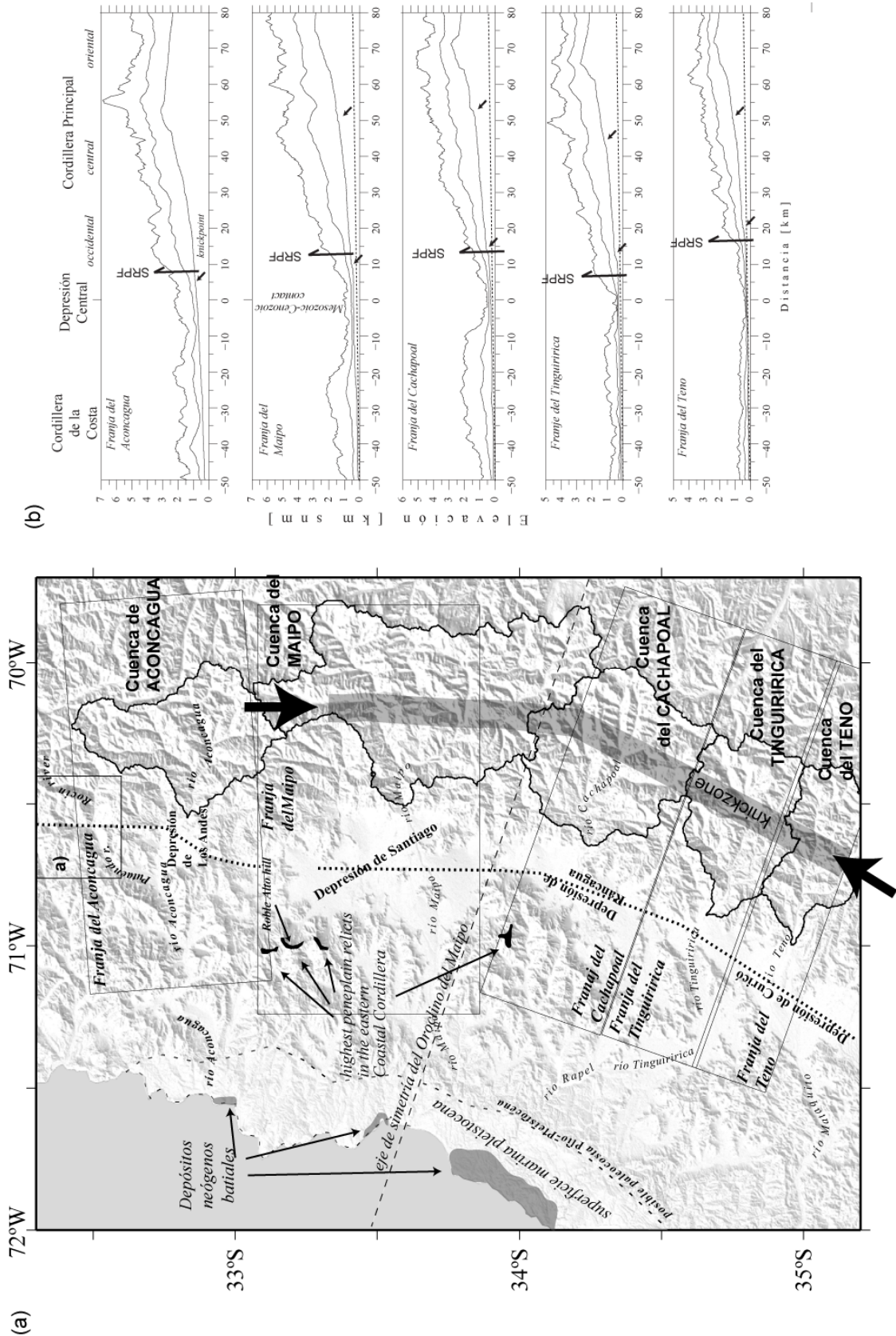


Figura II-1. (a) Segmentación morfológica de los Andes de Chile Central mostrando sus características principales. (b) Perfiles calculados a partir de ventanas de franjas (*box-swath profiles*) mostrando las elevaciones máximas, mínimas y medias. Las franjas se indican en (a). Se puede apreciar que la elevación disminuye continuamente hacia el sur, lo cual es correlacionable con la disminución del espesor cortical (ver Figura I-1).

II-1.1. Rasgos Morfológicos y Estratigráficos Mayores de los Andes de Chile Central.

La región andina de Chile Central y Argentina Centro-Oeste se divide en 5 unidades morfoestructurales continentales al sur de 33°S, de oeste a este: Cordillera de la Costa, Depresión Central, Cordillera Principal, Cordillera Frontal y Antepaís Andino (Figura II-1, 2).

La Cordillera de la Costa se separa de la Cordillera Principal como una unidad morfológica independiente a partir de la depresión de Santiago hacia el sur debido a la aparición de la Depresión Central (Figura II-1, 2). En general, la Cordillera de la Costa se puede dividir en un sector oriental y uno occidental de acuerdo con sus rasgos morfológicos y geológicos: su parte occidental se caracteriza por sus suaves relieves levemente incididos que han sido interpretados como terrazas de abrasión y acumulación marina de plio-pleistocenas [Wall *et al.*, 1996]. Este sector costero presenta elevaciones que fluctúan entre los 100 a los 500 m s.n.m. (Figura II-1b). Además, el sector occidental está constituido por un basamento cristalino y metamórfico Paleozoico en las cercanías de la costa, mientras que hacia el este afloran rocas cristalinas del Mesozoico Inferior (Figura II-2). En las proximidades de la actual línea de costa se presentan algunos parches de depósitos marinos y subaéreos costeros de edad Neógena Superior. La relación de contacto entre el basamento cristalino-metamórfico y las secuencias estratificadas es fundamentalmente por medio de una amplia discordancia de erosión [Thomas, 1958].

Los sectores orientales de la Cordillera de la Costa presentan las mayores elevaciones de este cordón montañoso, con cimas que superan los 2000 m s.n.m. al oeste de Santiago (Figura II-1b). Hacia el sur, este cordón disminuye su elevación a menos de 900 m s.n.m. frente a Talca (Figura II-1b). La Cordillera de la Costa oriental está compuesta por rocas estratificadas con edades que fluctúan entre el Triásico y el Cretácico Superior, dispuestas monótonamente en un homoclinal inclinado hacia el este con pliegues que no modifican mayormente su disposición (Figura II-2). Un cordón de cuerpos intrusivos de edad Cretácica Superior marca el borde oriental de la Cordillera de la Costa. Estos cuerpos intrusivos se presentan principalmente en el margen del valle de Santiago, existiendo solamente algunos cuerpos hacia el sur (Figura II-2).

La Depresión Central está constituida por un relleno sedimentario y volcano-sedimentario con algunos niveles cineríticos (Figura II-2). Su basamento aflora parcialmente en cerros islas y cordones que cierran e aíslan esta depresión (angosturas y cuestras) (Figura II-1,2). En el sector occidental de la Depresión Central, el basamento está constituido por unidades Cretácicas dispuestas de forma similar a las unidades estratificadas de la Cordillera de la Costa oriental. En el centro de la Depresión Central, estas secuencias se ponen en contacto con rocas asignadas a los niveles basales de la Formación Abanico (e.g., Estratos del Cordón de los Ratones, al sur de Santiago) por medio de fallas invertidas de vergencia oeste (Falla Los Angeles en el valle del río Aconcagua de acuerdo con Carter and Aguirre [1965], falla Infiernillo de acuerdo con Fock *et al.* [2006]; ver Figura II-2, y sección II-2.1.1), y por discordancias de erosión [Gana and Wall, 1997; Sellés and Gana, 2001; Fock, 2005].

La Cordillera Principal limita con la Depresión Central mediante un sistema de fallas inversas de vergencia oeste (Falla San Ramón-Pocuro en Santiago [Rauld, 2002; Charrier *et al.*,

2005; Fock, 2005; Rauld *et al.*, 2006]; Figura II-2), aun cuando la expresión morfológica de estas fallas no es continua a lo largo de esta región de Chile Central (más detalles respecto a este tema serán ampliados en el Capítulo III). De acuerdo con los autores previamente citados, la actividad de este sistema de estructuras sería de larga data, destacando su desarrollo como una estructura normal durante la extensión de la cuenca de Abanico (Eoceno-Oligoceno), su inversión durante el Mioceno inferior, y su reactivación como falla inversa desde el Mioceno hasta el presente.

La Cordillera Principal puede ser subdividida en tres franjas (occidental, central, y oriental) de acuerdo con sus rasgos estructurales y litológicos. La “**franja occidental de la Cordillera Principal**” está conformada por rocas de la Formación Abanico (Eoceno Superior?-Mioceno Inferior), deformadas en apretados pliegues en el frente cordillerano (Figura II-2). Inmediatamente al este de este cordón de rocas deformadas se ubica la Formación Farellones (Mioceno Inferior-Mioceno Superior); a diferencia de la Formación Abanico, esta unidad está débilmente deformada, salvo sus niveles inferiores. La Formación Farellones es intruida por distintos cuerpos Miocenos y está parcialmente cubierta por unidades volcánicas. Estos cuerpos del Mioceno Superior presentan en algunos casos mineralización de cobre, conformando la franja de pórfidos cupríferos de Chile Central (constituido por El Teniente y Río Blanco-Los Bronces). La franja occidental de la Cordillera Principal está limitada hacia el este por un amplio cordón de intrusivos de edad Mioceno Inferior (conformado por los intrusivos La Gloria, San Gabriel, Cortaderal, entre otros; Figura II-2). En esta franja de intrusivos, los ríos tienden a converger, probablemente debido a la mayor resistencia a la erosión de este tipo de litología (*knickzone*; Figura II-1). Al este de este cordón de intrusivos comienza la “**franja central de la Cordillera Principal**”. Este sector comprende los afloramientos de los niveles basales de la Formación Farellones que sobreyacen progresivamente discordantes a los apretados pliegues y fallas desarrollados en la Formación Abanico oriental (Figura II-2c). Hacia el este, las capas de la Formación Abanico se ponen en contacto con el basamento Mesozoico por medio de un sistema de fallas de vergencia al este (Falla El Fierro; Davidson and Vicente [1973]) y retrocorrimientos. Este sistema de fallas delimita orientalmente la franja central de la Cordillera Principal. La “**franja oriental de la Cordillera Principal**”, en cambio, está constituida por unidades mesozoicas (Jurásico-Cretácico medio) organizadas de más antigua a más joven hacia el este, aun cuando los desplazamientos tectónicos pueden invertir esta secuencia (Figura II-2). Entre algunos bloques imbricados se observan depósitos del Mioceno Inferior relacionados con el desarrollo de una cuenca de antepaís (Cuenca de Tunuyán; Giambiagi *et al.* [2003]). En conjunto, las unidades mesozoicas y cenozoicas que constituyen las franjas central y oriental de la Cordillera Principal (de acuerdo a la nomenclatura aquí expuesta) constituyen las fajas plegadas y corridas de Aconcagua (al norte de los 34°15'S) y de Malargüe (al sur de los 34°15'S).

La Cordillera Frontal es el bloque que conforma el frente cordillerano argentino. Morfológicamente, la Cordillera Frontal está constituida por numerosos cordones adosados a la Cordillera Principal. Su distinción con respecto a las zonas más occidentales está dada fundamentalmente por su constitución litológica (rocas del basamento pre-Jurásico).

El Antepaís Andino se presenta como el piedemonte oriental de la Cordillera de los Andes en esta región. Su elevación fluctúa entre los 900 a 1000 m s.n.m. a los 33°S aumentando a 1300-1500 m s.n.m. a los 36°S. Hacia el este, las elevaciones aumentan en lo que podría ser considerado como el bulbo periférico de la cuenca de antepaís [Giambiagi *et al.*, 2003]. El

Antepaís Andino en esta región se halla cubierto por capas sedimentarias y cineríticas syn- y post-orogénicas Neógenas subyacidas por sedimentos y volcanitas de edad Jurásico-Paleógeno. Bajo ellas, discordantemente se preserva el basamento Pre-Jurásico (Figura II-2).

II-1.2. Evolución Tectónica pre-Mioceno.

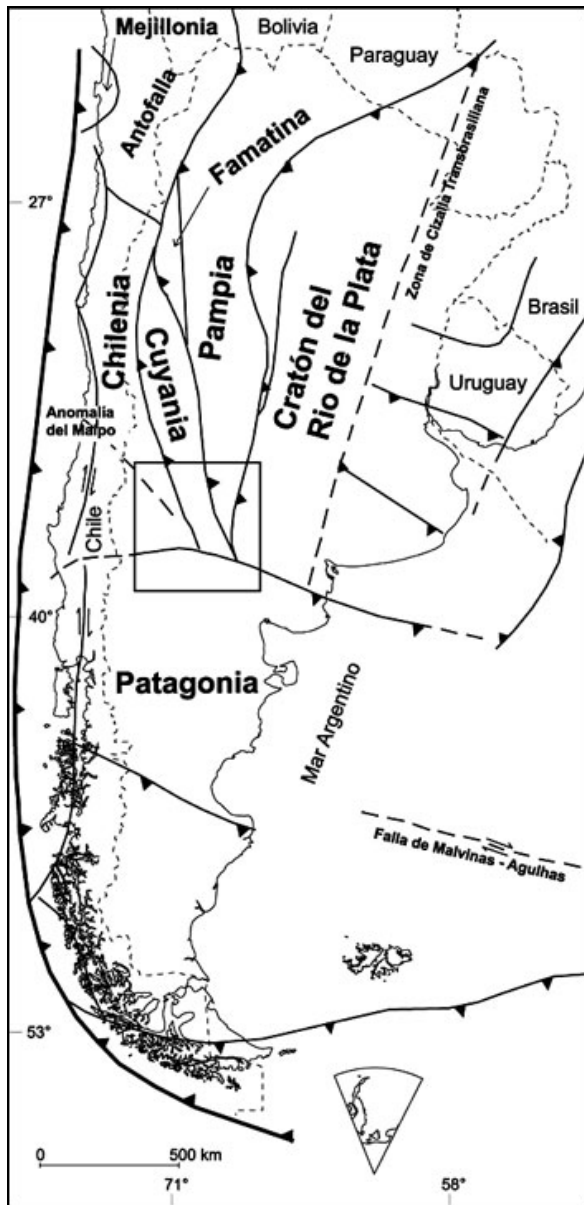


Figura II-3. Mapa de terrenos tectonoestratigráficos acrecionados en la región austral de Sudamérica (basado en Ramos [1988], Kraemer et al. [1994], Ramos [1996] y Bahlburg and Hervé [1997]. Tomado de Chernicoff and Zappettini [2003]. Anomalia del Maipo está dada por datos de magnetismo (Anomalia Melipilla de Yañez et al. [1998]) y coincide aproximadamente con el eje del Oroclino del Maipo.

La evolución del margen continental Sudamericano en la región Andina de Chile Central consiste en tres etapas: (1) una primera etapa construccional relacionada a acreciones de terrenos alóctonos a lo largo del margen occidental de Gondwana; (2) una segunda etapa caracterizada por el desarrollo de cuencas extensionales y el quiebre de Gondwana; y (3) una última etapa a partir de la cual se desarrolla la subducción moderna.

II-1.2.1. La acreción de Gondwana

El megacontinente de Gondwana fue el resultado de múltiples eventos acrecionales. Durante su evolución, cada acreción habría determinado diferentes fases orogénicas, estructurando así su constitución y arquitectura primaria. En el margen chileno de Sudamérica, dichos terrenos han sido identificados principalmente en franjas NNW-SSE. La ubicación actual de los afloramientos de los supuestos terrenos permite inferir una edad para la acreción, siendo los ubicados más al oeste los terrenos acrecionados más recientemente (e.g., *Mpodosis and Ramos* [1989]; *Charrier et al.* [2007]).

El primer terreno acrecionado en los Andes a la latitud de Chile Central fue el terreno de las **Sierras Pampeanas** (ó **Pampia**) durante el Proterozoico Superior, el cual se unió al cratón del Río de la Plata [*Ramos, 1994*] (Figura II-3). Su acreción final habría producido un alzamiento de rocas del orden de 15 km [*Ramos, 1988*], el cual además se relacionó con el desarrollo de un arco magmático del cual se reportan edades entre 640-570 Ma [*Cingolani and Varela, 1975*].

(Ciclo Tectónico Pampeano). En el territorio Chileno no existen afloramientos correlacionables con el terreno de las Sierras Pampeanas, probablemente debido a que la fosa se ubicaba más al este en este tiempo.

El segundo terreno alóctono en arribar fue **Cuyania-Precordillera**, cuya colisión se prologó hasta fines del Ordovícico de acuerdo con la actividad magmática en el oeste del territorio argentino (Ciclo Tectónico Famatiniano, Fase Tectónica Oclóyica [Thomas and Astini, 2003]). Afloramientos de este terreno no han sido descritos en Chile Central. Sólo en el norte de Chile existen algunos afloramientos de escasa extensión espacial que se desarrollaron durante el Ordovícico y Silúrico, y que se asignan a una subetapas de la etapa de acreciones (Ciclo Famatiniano), pero al igual que durante la acreción del primer terreno, casi todos los afloramientos se encuentran en el lado argentino de los Andes.

El tercer terreno en acrecionar habría sido **Chilenia** durante el Devónico Inferior. La colisión de Chilenia (terreno del cual no existen registros en superficie, salvo los Gneisses de la Pampa, de 412 Ma conocidos al interior de Vallenar [Ribba et al., 1988]) ha sido inferida a partir de la deformación relacionada con el evento tectónico Chánico. De hecho, de acuerdo con Ramos and Basei [1997], los afloramientos de este terreno pueden ser interpretados en ventanas erosivas y en *roof pendants* en la Cordillera Frontal. El terreno de Chilenia constituiría la litosfera continental en la cual evolucionó el margen de Chile Central.

A partir de la colisión de Chilenia, en Chile Central se habría establecido un sistema de subducción desde el Carbonífero Superior hasta el Pérmico Inferior. En Chile Central, diversas unidades evolucionaron en asociación con la colisión de Chilenia; ellas consisten principalmente en prismas de acreción y cuencas de antearco ubicados cerca de la línea actual de costa (e.g., Rebolledo and Charrier [1994]). El desarrollo de estas cuencas marinas habría continuado hasta el Pérmico medio-superior.

En resumen, el cuadro de desarrollo desde el Proterozoico Superior hasta el Paleozoico Superior consta de la acreción de tres terrenos alóctonos que produjeron eventos contraccionales-orogénicos en Argentina. Estos terrenos controlarían la composición cortical de la región Andina de Chile Central y Argentina. Así mismo, las suturas inferidas y la orientación de estos terrenos (NNW-SSE) habrían determinado la morfoestructura y evolución ulterior del borde occidental de Sudamérica hasta el Presente [Ramos, 1994; Charrier et al., 2007].

II-1.2.2. La extensión del Pérmico Superior-Jurásico Inferior

Este período (también denominado Ciclo Tectónico Pre-Andino [Charrier et al., 2007]) ocurre inmediatamente después de la fase constructiva del continente gondwánico ó simplemente Ciclo Gondwánico. A escala planetaria, este período está marcado por una pausa en la deriva continental de acuerdo con datos paleomagnéticos [e.g., Vilas and Valencio, 1978], hecho que difiere de la fuerte deriva continental de la fase anterior. Esto ha sido atribuido a la fase final de consolidación del megacontinente gondwánico, durante el cual se habrían favorecido las condiciones que determinarían la separación entre África y Sudamérica. Dentro de estas

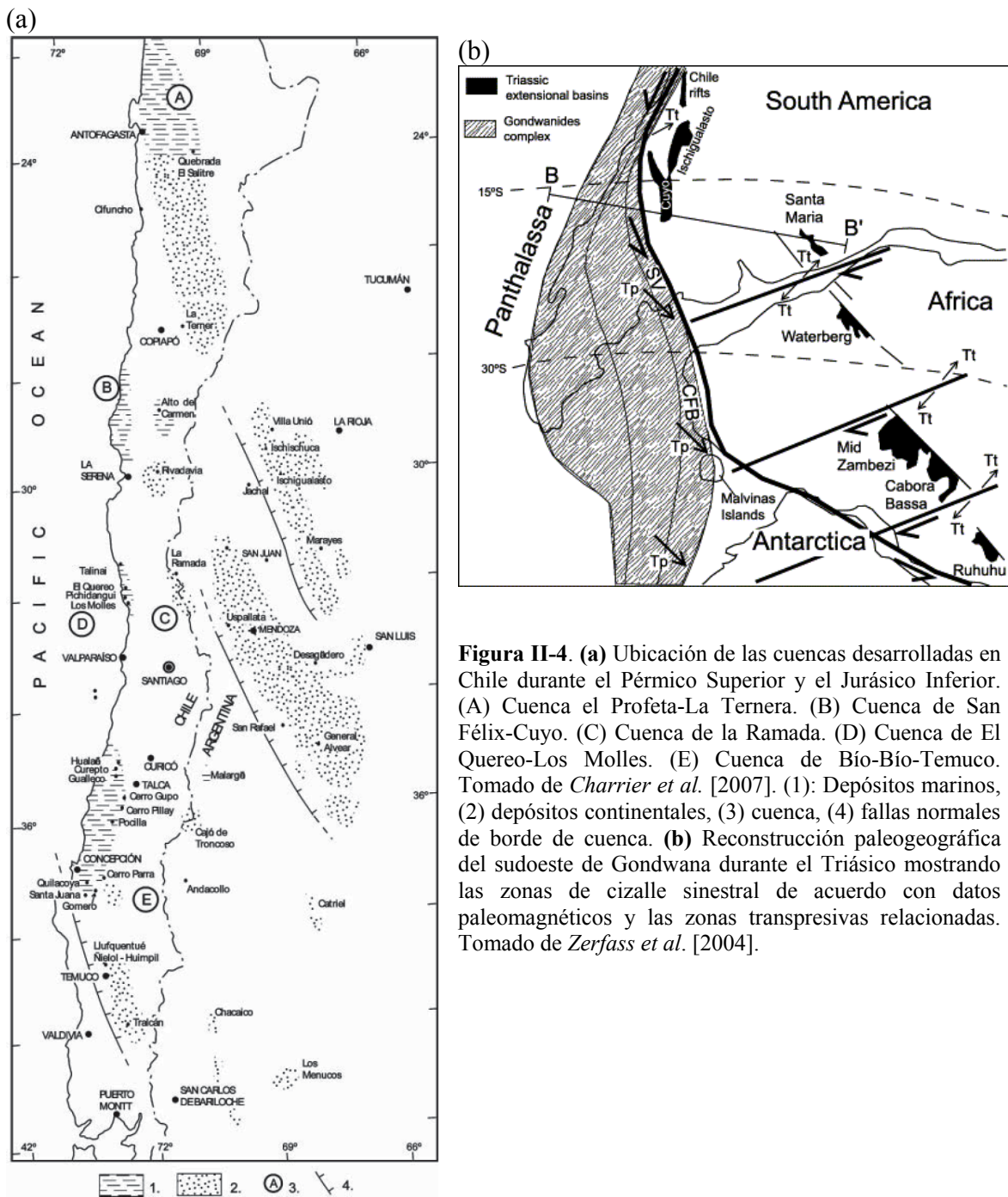


Figura II-4. (a) Ubicación de las cuencas desarrolladas en Chile durante el Pérmico Superior y el Jurásico Inferior. (A) Cuenca el Profeta-La Ternerera. (B) Cuenca de San Félix-Cuyo. (C) Cuenca de la Ramada. (D) Cuenca de El Quereo-Los Molles. (E) Cuenca de Bío-Bío-Temuco. Tomado de *Charrier et al.* [2007]. (1): Depósitos marinos, (2) depósitos continentales, (3) cuenca, (4) fallas normales de borde de cuenca. **(b)** Reconstrucción paleogeográfica del sudoeste de Gondwana durante el Triásico mostrando las zonas de cizalle sinestral de acuerdo con datos paleomagnéticos y las zonas transpresivas relacionadas. Tomado de *Zerfass et al.* [2004].

condiciones, se ha propuesto que a consecuencia de la aislación térmica que habría provocado el supercontinente, la acumulación de calor en la corteza superior sería responsable de la producción de grandes volúmenes de magma silícico que constituyen la provincia ácida de Choiyoi en el Norte Chico de Chile y oeste de Argentina (e.g., *Kay et al.* [1989]). Así mismo, las condiciones de quiescencia en la tectónica de placas y en los relieves formados durante las etapas compresivas previas habrían contribuido a gatillar el desarrollo de cuencas extensionales de orientación NNW-SSE [e.g., *Charrier*, 1979; *Mpodosis and Ramos*, 1989; *Mpodosis and Kay*, 1990; *Figura II-4a*]. Esta orientación habría sido determinada por las zonas de debilidad relacionadas con las suturas que limitan los diferentes terrenos alóctonos [*Ramos*, 1994; ver *Figura II-3*] y probablemente algunas de las fallas principales estarían relacionadas a megafallas

transformantes desarrolladas durante la apertura del Atlántico austral (e.g., *Zerfass et al.* [2004]; Figura II-4b).

La extensión habría sido fundamentalmente acomodada a lo largo de las zonas de debilidad relacionada con las suturas paleozoicas-proterozoicas [*Ramos, 1994*]. Las estructuras que limitarían los depocentros consistirían en fallas listricas o fallas normales planares con una geometría común de hemigraben desarrollados en una serie subparalela. En el caso de la Cuenca de Neuquén, el desarrollo de los hemigraben ocurrió a partir del margen occidental de la provincia de Choiyoi, desarrollándose de manera prácticamente continua desde el SE hacia NW hasta los 33-34°S. En dichas latitudes, los afloramientos de las secuencias clásticas desaparecen en el territorio chileno hasta los afloramientos costeros en los Vilos y Valparaíso (Figura II-4a). La extensión casi-continua hasta la latitud de Santiago de la Cuenca de Neuquén, en coincidencia con la sutura propuesta entre los terrenos de Chilenia y Cuyania-Precordillera, serían condicionantes de primer orden de la segmentación de la corteza continental previo al desarrollo del Ciclo Andino.

II-1.2.3. El ciclo andino entre el Jurásico Superior-Cretácico Superior

Luego de la pausa o disminución en la actividad relacionada con la deriva continental entre el Pérmico Superior y el Jurásico Inferior, la deriva aparente de los polos magnéticos evidencia la restauración de los movimientos de placas tectónicas [e.g., *Vilas and Valencia, 1978*]. A lo largo del margen occidental de Sudamérica, la instauración e intensificación de la subducción ha sido inferida a partir del establecimiento de un arco volcánico calcoalcalino en las cercanías del borde costero [e.g. *Oliveros et al., 2006*]. Simultáneamente, el desarrollo de cuencas de tras-arco paralelas al arco registró una serie de transgresiones y regresiones marinas que finalizan en el Aptiano-Albiano. En la zona andina de Chile y Argentina Central, el desarrollo de estas cuencas fue máximo en la cuenca de Mendoza-Neuquén, aprovechando probablemente la cuenca formada durante la etapa previa de desarrollo tectónico.

En Chile Central, los afloramientos de esta etapa de desarrollo tectónico están distribuidos al oeste del centro de la Depresión Central y al este del borde oriental de la Cordillera Principal, prolongándose ampliamente hacia Argentina (Figura II-2). En términos generales, los afloramientos Jurásico Medio-Cretácico Superior en la Cordillera de la Costa y Depresión Central corresponden a los depósitos asociados al arco-antearco. Su disposición actual es un homoclinal inclinado hacia el este con los depósitos más jóvenes hacia el este (Figura II-2). Las rocas que afloran en este sector corresponden fundamentalmente a volcanitas y volcanoclastitas con niveles marginales de carácter marino. Los afloramientos mesozoicos de la Cordillera Principal (Figura II-2) consisten fundamentalmente en secuencias depositadas en la cuenca de tras-arco. Estos depósitos registraron múltiples etapas de transgresión-regresión de acuerdo con la sucesión de depósitos continentales y marinos que contienen algunos niveles evaporíticos tales como los niveles de yeso del Oxfordiano y del Barremiano. Este último delimita los afloramientos marinos de los conglomerádicos continentales que componen el BRCU (*Brownish-Reddish Clastic Unit*) que se extiende ampliamente en Argentina y marginalmente en Chile podrían corresponder o sobreyacer a las secuencias de la Formación Colimapu.



Figura II-5. Evidencias de deformación contraccional pre-Formación Abanico. (Superior): La Formación Baños del Flaco, depositada sobre la Fm. Leñas-Espinoza (caloviana), con una leve discordancia angular, forma un sinclinal sobre el cual se depositó la Fm. Abanico discordantemente. La base de Abanico de hecho presenta una fina brecha basal y el techo erosionado de la Fm. Leñas-Espinoza presenta características de paleosuelo.

Es a partir del cierre final de las cuencas marinas de tras-arco que comienzan los distintos períodos que marcan un acortamiento y engrosamiento cortical considerable a lo largo de la cadena andina. No obstante, las diferentes fases tectónicas que habrían ocurrido antes de la extensión eocena-oligocena en la región estudiada de Chile Central no han podido ser determinadas debido a la fuerte discordancia existente entre las unidades mesozoicas y las eo-oligocenas. No obstante, la inversión de estructuras extensionales ha sido descrita en la cuenca de Neuquén durante el Cretácico Superior [Cobbold and Rossello, 2003; Ramos and Folguera, 2005], al igual que en los Andes altioplánicos [e.g., McQuarrie, 2002].

II-1.2.4. La discordancia paleógena

En Chile Central, la gran discordancia que separa las unidades mesozoicas de la Formación Abanico (Eoceno Tardío?-Oligoceno Superior) hace que la evolución paleógena de esta región andina sea prácticamente desconocida. Partiendo de esta base, las reconstrucciones estructurales propuestas por Godoy *et al.* [1999] y Giambiagi *et al.* [2003] (entre otros) consideraron que el desarrollo contraccional de la cadena andina en esta región habría tenido lugar principalmente durante el Neógeno. Contrariamente, Charrier *et al.* [1996], probablemente por extensión con que ocurre más al norte, propusieron que el desarrollo andino en esta región comprendería múltiples fases contraccionales y extensionales previas, incluyendo una etapa deformacional correlacionada con la fase Incaica (Paleoceno-Eoceno).

Depósitos de edad paleocena que suceden estratigráficamente al BRCU y a su probable equivalente en Argentina (grupo Neuquén), se encuentran solamente en Argentina, y se agrupan en el Grupo Malargüe, la cual incluye depósitos relacionados a ingresiones marinas en la región de Neuquén. Este grupo incluye la Formación Pircala-Coihueco [e.g., *Combina and Nullo*, 2005], la que consiste en finas secuencias de areniscas rojas a púrpuras intercaladas por niveles piroclásticos en sus niveles inferiores (63.5 ± 3.2 a 58.4 ± 2.9 [Parras *et al.*, 1998; Parras and Casadio, 1999]). De acuerdo con *Combina and Nullo* [2005], esta formación correspondería al crecimiento de un prisma sinorogénico cuyos pulsos iniciales en la región de Mendoza habrían comenzado a los 55 Ma, al menos, sugiriendo la existencia de episodios de actividad tectónica en la región chilna. .

Exceptuando el evento previo al depósito del BRCU (el cual es interpretado como el resultado de un alzamiento post-extensión neocomiana; *Charrier et al.* [1996]), la disposición discordante de la Formación Colimapu y del secuencias posteriores relacionadas con el BRCU y de las unidades inferiores bajo los niveles basales de la Formación Abanico (Figura II-5) indican que existió un evento de alzamiento antes de la extensión del Paleógeno Superior y después del probable alzamiento del Neocomiano Superior (a partir de la cual se emplazó el BRCU).

Fock [2005] muestra que en el valle del río Volcán ($33^{\circ}50'S$), la Formación Colimapu está apretada en un anticlinorio sobre el cual se emplazaron los niveles inferiores de la Formación Abanico (Figura II-2). Aun cuando esta unidad más joven también está deformada por el pliegue, Los estratos de la Formación Colimapu presentan cierta angularidad respecto a la Formación Abanico. Los estratos de la Formación Abanico presentan una edad U-Pb SHRIMP de 29.39 ± 0.36 Ma, lo que indica que la discordancia ocurrió antes de esta edad, pero posterior al emplazamiento la Formación Colimapu en la región de Santiago. Una situación similar puede ser apreciada en la cabecera del valle del río Tinguiririca; allí, el BRCU (levemente posterior a la Formación Abanico) está discordante sobre calizas de la Formación Baños del Flaco y bajo niveles basales ricos en mamíferos fósiles de edad Eoceno Superior-Oligoceno Inferior asignados a la Formación Abanico [*Charrier et al.*, 2002]. En el valle del río Teno, se observa algo muy similar a lo expuesto en el valle del río Tinguiririca [*Charrier et al.*, 2002]. Por el contrario, en la cabecera del río Las Leñas (hoya hidrográfica del Cachapoal), depósitos de la Formación Baños del Flaco (=Formación Lo Valdés, Neocomiano Inferior marino) presentan un apretado sinclinal de longitud de onda ~ 1 km flanqueado por fallas normales invertidas y cuyo nivel superior se presenta con una fuerte discordancia de erosión, sobre la cual se emplazaron niveles basales de la Formación Abanico (Figura III-5). Aun cuando *Godoy et al.* [1999] propusieron que dicha discordancia correspondería más bien a una ramificación de la falla El Fierro, no se ha encontrado evidencia que soporte esto; por el contrario, la base de la Formación Abanico inmediatamente sobre las unidades mesozoicas presenta una brecha basal, así como el techo de las unidades mesozoicas presenta un paleosuelo (Figura II-5).

La anterior representa la única prueba estructural sobre un evento contraccional Cretácico Superior-Paleoceno en nuestra zona de estudio. Es posible que mayores evidencias se encuentren enterradas bajo la Formación Abanico, aunque esto resulta sumamente especulativo. Por otro lado, las discordancias angulares observadas en el resto de los valles perfectamente podrían estar relacionadas con basculamientos asociados a la extensión que dio origen a la cuenca de Abanico.

II-1.2.5. La extensión del Eoceno Superior-Oligoceno: la construcción de la cuenca de Abanico

Luego del *gap* Paleoceno, discordante o paraconcordantemente se depositó la Formación Abanico. Esta formación es la unidad litológica más característica de la Cordillera Principal Chilena debido a su amplia extensión areal.

La Formación Abanico consiste en una secuencia de depósitos volcánicos-volcanoclásticos con algunos restringidos lentes sedimentarios que incluyen niveles calcáreos, pero sin presentar depósitos marinos. Su espesor ha sido estimado por sobre los 2500 m. Esta unidad presenta una alteración pervasiva asociada a un metamorfismo de muy bajo grado (e.g., *Levi et al.* [1989]; *Vergara et al.* [1993]). Lo anterior sumado a las grandes variaciones laterales de las capas dificultan una correcta correlación regional de facies, así como encontrar niveles guía que permitan desarrollar estudios estructurales de detalle a escala regional.

La Formación Abanico presenta abundante fauna fósil mamífera, la cual sugiere edades tan antiguas como el Eoceno [*Wyss et al.*, 1994]. La alteración que afecta a esta formación ha impedido obtener buenas edades radiométricas K-Ar; no obstante, la utilización de dataciones por los métodos Ar/Ar y U/Pb en ablación láser y SHRIMP en zircones ha permitido obtener edades absolutas de niveles basales de esta formación, los cuales tienen edades tan antiguas como aproximadamente ~ 40 Ma en el flanco occidental de la antigua cuenca de Abanico [*Fock*, 2005]. Estas edades se correlacionan con edades de trazas de fisión en apatito tomada a solo unos cuantos kilómetros al oeste en unidades cretácicas (ver Sección III-2.1). Esto sugiere que aproximadamente a 40 Ma habría comenzado la extensión y que habría posibilitado la exhumación del bloque subyacente en la actual Cordillera de la Costa.

El origen extensional de la Formación Abanico se resume en las siguientes evidencias (e.g., *Godoy et al.* [1999]; *Charrier et al.* [2002]; *Fuentes* [2004]; *Kay et al.* [2005]; *Muñoz et al.* [2006], entre otros):

a. *Estructural*: ambos flancos de esta unidad corresponden a fallas normales parcialmente invertidas. El flanco occidental de la cuenca corresponde a la falla Infiernillo-Los Angeles descrita inicialmente por *Aguirre* [1957, 1960] y *Carter and Aguirre* [1965] como una falla normal de manteo al oeste, no obstante observaciones más recientes realizadas por *Fock* [2005] y *Fock et al.* [2006] muestran que en realidad esta estructura tiene un manteo al este con pliegues que evidencian su carácter inverso a pesar que su relación estratigráfica corresponde a una falla normal; por ello su carácter de falla normal parcialmente invertida. El flanco oriental de la cuenca está representado por fallas normales parcialmente invertidas de vergencia al oeste que a pesar de presentarse estratigráficamente como una falla normal, ella presenta una serie de características estructurales propias de fallas invertidas tales como pliegues apretados y retrocorrimientos. Este sistema de estructuras posee diversos nombres dependiendo de su ubicación, no obstante, en este trabajo se utilizará el nombre de falla El Fierro debido a su denominación más antigua dada por *Davidson and Vicente* [1973] y utilizada por *Godoy et al.* [1996] en el curso alto del río Teno. Las características de fallas normales de estas estructuras son las pruebas más claras del carácter extensional de los depósitos de la cuenca de Abanico.

b. *Geoquímica*: Los depósitos presentan afinidades tholeíticas, los que además presentan signaturas que sugieren un espesor cortical menor a 35 km,

c. *Sedimentaria*: El grueso espesor de esta formación (>2500 m), sumado al hecho de que la cuenca está limitada por fallas normales, sugiere que sólo una extensión sería capaz de producir el espacio necesario para que esta unidad se emplace ya que no existen indicios de la formación de un espacio generado por tectónica compresiva durante el depósito de la Formación Abanico. Así mismo, datos de madurez termal indican que ciertos niveles pudieron estar incluso bajo los 6 km de profundidad.

II-1.2.6. Resumen de la evolución tectono-estratigráfica pre-neógena

La evolución del margen andino en Chile Central se caracteriza por un primer evento acrecional donde sucesivos terrenos alóctonos colisionaron con el margen y construyeron el borde occidental de América del Sur hasta el Carbonífero Inferior. Durante el Pérmico Superior-Jurásico Medio, se desarrollaron grandes extensiones de orientación NW-SE que probablemente siguieron las antiguas suturas. En el Jurásico Superior habría comenzado la subducción moderna. La evolución desde este momento hasta el Neocomiano se caracterizó por continuos desarrollos de cuencas de trasarco de orientación N-S con varios eventos de transgresión y regresión. Exceptuando algunos antecedentes sedimentológicos y una observación estructural, no existen mayores evidencias de contracción durante todo el Mesozoico hasta el Neógeno en Chile Central y Argentina Centro-Oeste. Entre el Cretácico Superior y el Eoceno Inferior (?) se desarrolló una marcada discordancia de erosión con cierta angularidad. A partir de ~ 40 Ma habría comenzado la extensión en la cual se emplazó la Formación Abanico, la cual constituye la mayor parte de la cordillera chilena. El desarrollo extensional habría generado una subsidencia de hasta 6 km. La fase extensional habría concluido aproximadamente hace 22 Ma, dando paso al evento contraccional que ha dado producido la actual configuración estructural y morfológica de los Andes a estas latitudes.

II-2. INVERSION TECTONICA Y OROGENESIS MODERNA

En esta sección se presentan dos artículos. El primero muestra la importancia de las fallas de vergencia oeste en la Cordillera Principal de Chile Central, estableciendo la cronología de deformación. Este trabajo se basa principalmente en campañas de terreno en las cuales se mejoró la cartografía geológica y estructural (la cual fue complementada por un trabajo de fotointerpretación) y donde se recolectaron muestras sobre las cuales se efectuaron dataciones radiométricas y en trazas de fisión. El segundo artículo integra datos sismológicos con la geología de superficie, mostrando la prolongación en profundidad de las estructuras, cuál es su conexión con la deformación en el flanco oriental de la cadena, así como cuál sería su relación con la subducción. Este artículo, además, propone un primer balance estructural que muestra cuánto se habría acortado el flanco chileno durante el Neógeno.

II-2.1. La Estructura en Superficie

II-2.1.1. Artículo: “Fallas de Vergencia Oeste en la Cordillera Principal de Chile Central: Inversión de la Cuenca de Abanico (33°-34°S)” *

* Artículo publicado en “*Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial N°6, 48-55 (2006)*”.

Fallas de vergencia oeste en la Cordillera Principal de Chile Central: Inversión de la cuenca de Abanico (33°-34° S)

Andrés Fock¹, Reynaldo Charrier², Marcelo Farías³ y Marcia Muñoz⁴

RESUMEN. La Cordillera Principal de Chile Central (33° S - 34° S) está principalmente conformada por depósitos volcánicos, volcanoclásticos y subordinadamente sedimentarios cenozoicos agrupados en las Formaciones Abanico (Eoceno superior - Oligoceno) y Farellones (Mioceno). La deformación en estas rocas se asocia a la inversión tectónica de la cuenca donde fue depositada la Formación Abanico. En base a los datos de trazas de fisión, exhumación, inclusiones fluidas, edades disponibles de la deformación y levantamientos de perfiles estructurales, se puede determinar que la deformación fue continua y ocurrió, al menos, en tres etapas durante el Oligoceno superior (?) - Neógeno. El último evento sería responsable del estilo estructural de vergencia oeste observado en la franja oriental de la Formación Abanico y contemporáneo con el alzamiento de la Cordillera Principal y Frontal. Finalmente, el estilo estructural que caracteriza a la Formación Abanico difiere esencialmente del estilo de piel delgada conocido inmediatamente hacia el este, en la faja plegada y corrida de Aconcagua, desarrollada durante el Neógeno.

Palabras claves: *Cenozoico, Exhumación, Andes, Inversión tectónica.*

ABSTRACT. *West vergent faults in Main Andes Cordillera in Central Chile: Inversion of Abanico Basin (33°-34° S).* The Main Cordillera in Central Chile consists mainly of Cenozoic volcanic and volcanoclastic deposits and minor sedimentary intercalations grouped in the Abanico (Late Eocene - Oligocene) and Farellones (Miocene) formations. Deformation in these rocks has been related to the tectonic inversion of the basin in which the Abanico Formation was deposited. Based on available fission-track, exhumation and fluid-inclusion data, and dating of deformation together with structural analyses along well exposed sections we conclude that deformation was continuous and occurred in, at least, three stages in Late Oligocene (?) - Neogene. The last pulse is responsible for the west-vergent deformation in the eastern swath of the Abanico Formation in the study region and coeval with uplift of the Main and Frontal Cordillera. Deformation style of the Abanico Formation is essentially different from the thin-skinned deformation style developed immediately to the east in the Aconcagua thrust-fold belt.

Key words: *Cenozoic, Exhumation, Southern Andes, Tectonic inversion.*

Introducción

El flanco occidental de la Cordillera Principal está conformado por una serie de unidades cenozoicas, las cuales de oeste a este son: (1) Estratos del Cordón de los Ratones (Sellés y Gana 2001), compuestos por rocas piroclásticas y

escasas lavas andesíticas eocenas (Fock 2005); (2) Formación Abanico (¿Eoceno Superior? - Oligoceno), constituida principalmente por basaltos, andesitas basálticas y niveles volcanoclásticos, con intercalaciones sedimentarias; y (3) Formación Farellones, compuesta por dos miembros: el inferior, formado principalmente por tobas, tufitas y areniscas volcanoclásticas en el que se observa el desarrollo de depósitos sintectónicos del Mioceno inferior; y el miembro superior, formado principalmente por lavas andesíticas, del Mioceno medio - superior. Debido a su carácter continental y volcánico, estos depósitos presentan fuertes variaciones de facies laterales (Elgueta *et al.* 1999), complicando su correlación y subdivisión.

Numerosos estudios han permitido aclarar el rango de edad de las series cenozoicas (Eoceno-Mioceno) por medio de dataciones radiométricas (e.g. Gana y Wall 1997, Sellés y Gana 2001, Charrier *et al.* 2002, Fuentes 2004, Fock 2005) y estudios cronoestratigráficos a partir de mamíferos fósiles

¹ Departamento de Geología, Universidad de Chile. Plaza Ercilla #803, Santiago. E-mail: afock@ing.uchile.cl, Dirección actual: Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN). Av. Santa María #0104, Providencia, Santiago, Chile.

² Departamento de Geología, Universidad de Chile. Plaza Ercilla #803, Santiago. E-mail: rcharrie@ing.uchile.cl

³ Departamento de Geología, Universidad de Chile. Plaza Ercilla #803, Santiago; LMTG-IRD, Université Paul Sabatier, 14 Av. Belin, Toulouse 31400, Francia. E-mail: mfarias@dgf.uchile.cl

⁴ Departamento de Geología, Universidad de Chile. Plaza Ercilla #803, Santiago. E-mail: marmunoz@ing.uchile.cl

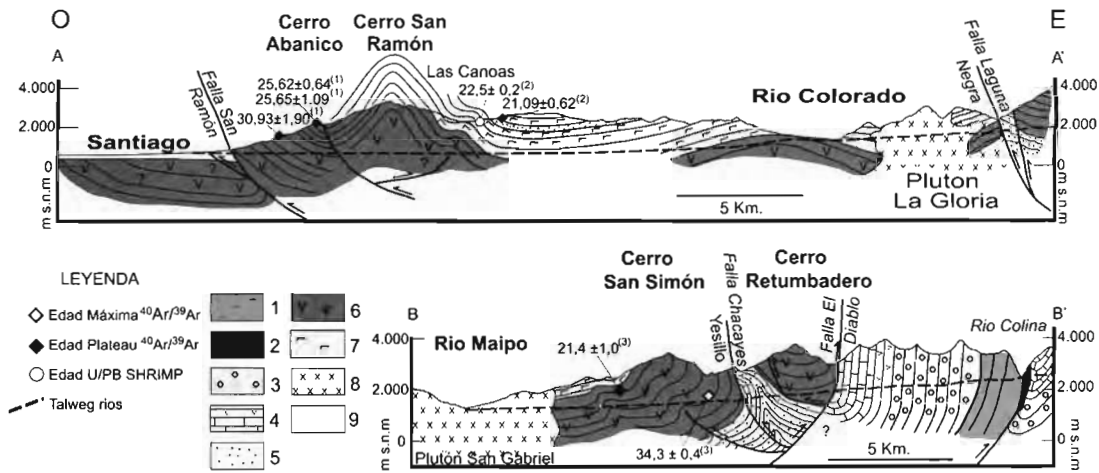


Figura 2: Perfiles A-A' entre el Cerro San Ramón, al este de Santiago, y el valle del Río Olivares, y B-B' a lo largo del Río Volcán. En línea punteada se indica el talweg de los valles, para diferenciar la parte interpretada de la sección y la parte observada en terreno. Ubicación de trazas de perfiles en Fig. 1. Leyenda: (1) Formación Río Damas, (2) Yeso, (3) Formación Río Damas, (4) Formación Lo Valdés, (5) Formación Colimapu, (6) Formación Abanico, (7) Formación Farellones, (8) Intrusivos del Mioceno medio - superior, (9) Depósitos recientes.

m) (Thiele 1980, Charrier *et al.* 2002, Muñoz 2005) sugieren que el enterramiento de las secuencias eo-miocenas fue mayor que el espesor observado actualmente.

En consideración a lo anterior se ha sugerido que la Formación Abanico fue depositada en una o varias cuencas subsidentes, asociadas a una corteza delgada, probablemente orientadas en dirección norte-sur, y que fueron invertidas durante el Mioceno (Godoy y Lara 1994, Godoy *et al.* 1999, Jordan *et al.* 2001, Charrier *et al.* 2002, Giambiagi *et al.* 2003). Esta inversión habría ocurrido en uno o más procesos de exhumación y surrección (alzamiento de superficie), con la consiguiente erosión de los niveles superiores (Skewes y Holmgren 1993, Kurtz *et al.* 1997, Zurita 1999, Makshev *et al.* 2003).

El plegamiento irregular con fuertes variaciones en amplitud, longitud, estilo y vergencia que afecta a la Formación Abanico y la relación de contacto entre las Formaciones Abanico y Farellones sugiere que la deformación y la relación de contacto entre ambas formaciones están íntimamente ligadas a la inversión tectónica de estas cuencas en el Mioceno (Charrier *et al.* 2002) y, además, controlado por fallas fuera de secuencia y retrocorrimientos generadas durante el desarrollo de la faja plegada y corrida del Aconcagua y de La Ramada durante el Mioceno (Godoy *et al.* 1999).

Sin embargo, tanto la geometría, la cinemática y la temporalidad de las estructuras involucradas en la inversión no han sido estudiadas a cabalidad y en detalle, desconociéndose la real contribución que ellas habrían tenido en la surrección andina. A continuación se presenta el estudio de las estructuras principales que acomodaron la inversión de las cuencas que alojaron a las Formaciones Abanico y Farellones, describiendo la importancia de cada una de ellas durante el proceso orogénico durante el Cenozoico entre la Depresión Central y la parte occidental de la Cordillera Principal, entre los 33° y 34° S (Fig. 1).

Evidencias estructurales

En el sector de Cuesta de Chacabuco, la Formación Lo Valle (Maastrichtiano) es cabalgada por rocas de la Formación Abanico por medio de la falla Infiernillo (Fuentes 2004). Esta estructura fue descrita anteriormente como una falla normal que habría controlado el desarrollo del borde occidental de la Depresión Central (Aguirre 1960). Observaciones en terreno muestran que la falla Infiernillo tiene una disposición N10°E/80°E, con indicadores de movimientos inversos de vergencia oeste y paralelos a su manteo. La Formación Abanico, con edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ entre 29 y 28 Ma (Fuentes 2004) presenta pliegues de amplitud variable y está cubierta en discordancia de erosión por rocas no deformadas asignadas a la Formación Farellones, con edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ entre 20 y 18 Ma, evidenciándose un hiato depositacional de, al menos, 8 Ma (Fuentes 2004).

Considerando el alto ángulo de la falla Infiernillo, que a lo largo de ella rocas más jóvenes cabalgan rocas más antiguas y la existencia en la Formación Abanico de pequeñas fallas normales parcialmente invertidas, esta estructura correspondería a una falla normal, parcialmente invertida en uno o más pulsos deformativos. Aunque no se dispone de antecedentes para acotar con precisión los periodos de actividad de esta falla, es posible reconocer dos etapas: una extensional durante el Oligoceno contemporánea al depósito de la Formación Abanico; y una contraccional durante el Mioceno inferior, previo al depósito de la Formación Farellones. La falla Infiernillo tendría un carácter regional, extendiéndose hacia el sur en la falla normal invertida del Cerro Renca (Sellés 1999) y la falla normal invertida del Portezuelo de Chada (Fock 2005) (Fig. 1). Esta última es una falla inversa de vergencia al oeste, por medio de la cual rocas de los Estratos del Cordón de los Ratones (Eoceno) montan sobre la Formación Abanico.

Al oriente de Santiago, en el límite de la Depresión Central y la Cordillera Principal se reconoce el sistema de falla San

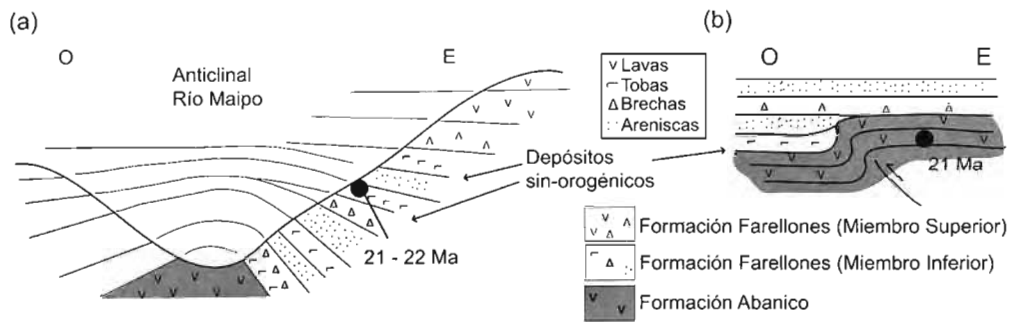


Figura 3: (a) Perfil O-E del anticlinal del Río Maipo, mostrando las discordancias progresivas asociadas. Edades tomadas de Zurita (1999) y Fock (2005); (b) Perfil E-W de la flexura ubicada frente al pueblo de El Volcán, edad tomada de Muñoz (2005).

Ramón (SFSR; Fig. 1 y 2), por medio del cual la Formación Abanico cabalga depósitos aluviales, coluviales y fluviales recientes de la Depresión Central (Rauld 2002). Además, en los faldeos cordilleranos (Parque Mahuida) el SFSR presenta una amplia brecha de falla (~200 m de espesor) dispuesta -N-S, afectando a rocas de la Formación Abanico. El SFSR corresponde a una falla inversa de vergencia oeste con una serie de atajos que globalmente controlaría la segmentación morfológica dada por la Cordillera Principal y la Depresión Central (Rauld 2002). Esta falla fue interpretada como una falla normal invertida (Charrier *et al.* 2005) y coincide longitudinalmente con la Zona de falla de Pucuro en el valle del río Aconcagua, la que fue interpretada como una falla normal parcialmente invertida (Campbell 2005).

En San José de Maipo, se reconoce un anticlinal (Fig. 3a) cuyo eje se orienta NNW, paralelo al valle del río Maipo (Thiele 1980). En el flanco oriental del pliegue se desarrollan estratos de crecimiento, cuyos niveles superiores tienen edades U/Pb (SHRIMP) en zircón y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en plagioclasa, comprendidas entre 22 Ma y 21 Ma (Zurita 1999, Fock 2005), lo cual indica un desarrollo principal durante el Oligoceno tardío - Mioceno temprano, con reactivaciones menores post-emplazamiento de la Formación Farellones, evidenciado por la leve deformación que afecta a sus niveles superiores.

Más al este, en el valle del río Volcán, dos pliegues asociados a fallas ciegas de vergencia oeste presentan estructuras de crecimiento. La más occidental es un monoclinial de vergencia oeste ubicado al sur del pueblo El Volcán, al cual se asocian discordancias progresivas con geometrías en *onlap* en el limbo occidental (Fig. 3b). Su eje es aproximadamente N-S buzante hacia el norte, lo que no permite su reconocimiento en la ladera norte del valle. Una edad de $21,4 \pm 1,0$ Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en plagioclasa, Muñoz 2005) en los niveles inferiores afectados por el monoclinial permite concluir que la deformación fue posterior a los 21 Ma, probablemente durante el Mioceno inferior, tal como lo atestigua el depósito sintectónico asociado con esta estructura.

En el límite oriental del Perfil A-A' (Fig. 2), se reconoce la falla Laguna Negra, la que continúa hacia el norte con el nombre de falla El Coironal (Ramos *et al.* 1991). Esta es una falla inversa de vergencia oeste que afecta a la Formación Abanico y a filones manto asociados al Plutón La Gloria (9,8

Ma; Cornejo y Mahood 1997). Además, esta falla controlaría el desarrollo de deslizamientos a lo largo del vale del río Yeso y la morfología de la ribera oriental de la laguna Negra. Más al sur, la traza de esta falla desaparece, pero en el valle del río Volcán su propagación habría controlado el desarrollo del pliegue anticlinal volcado hacia el oeste expuesto bajo el cerro San Simón (Fig. 2, perfil B-B'). Dado que esta falla corta filones provenientes del Plutón La Gloria, la edad máxima de deformación asociada a esta falla sería posterior a 9,8 Ma, aún cuando la deformación pudo existir en etapas previas no observadas durante este estudio.

En el valle del río Volcán (Fig. 2, perfil B-B'), rocas de la Formación Abanico cabalgan hacia el este a la Formación Lo Valdés por medio de la falla El Diablo (Fock 2005). Dada la separación estructural entre las series cenozoicas y mesozoicas, es posible que esta falla corresponda al límite oriental de la antigua cuenca de Abanico invertida durante el Neógeno. Asociados a esta gran falla, existen varios retrocorrimientos que afectan a las Formaciones Abanico y Colimapu, como, por ejemplo, la falla Chacayes - Yesillo (Baeza 1999, Bustamante 2001), la cual exhibe un rechazo cercano a los 2000 m, y que podría corresponder a un atajo de la extensión paleógena (Charrier *et al.* 2005).

Edad y estilo de la deformación en Chile Central

En base a los antecedentes descritos, se pueden proponer al menos dos eventos de deformación en la región estudiada: uno Oligoceno superior (?) - Mioceno inferior (E1) y otro Mioceno superior - Reciente (E2).

E1 se define por: (1) la discordancia angular que separa la Formación Abanico de la Formación Farellones en la cuesta de Chacabuco; y por (2) la edad de las discordancias progresivas que separan localmente los depósitos de las Formaciones Abanico y Farellones en San José de Maipo y valle El Volcán. Este evento sería el origen de las discordancias locales observadas entre las formaciones Abanico y Farellones (e.g. Thiele 1980). De acuerdo con este estudio, este evento se habría desarrollado principalmente durante el Mioceno inferior, pero probablemente se haya iniciado en el Oligoceno superior. La deformación asociada a E1 está principalmente concentrada en los bordes de la antigua cuenca

de Abanico, siendo controlada por la reactivación e inversión de fallas (i.e., fallas Infiernillo, San Ramón, El Diablo), donde el acortamiento fue acomodado por el desarrollo de pliegues apretados (Fig. 2). Además, en zonas más centrales de la antigua cuenca se desarrollaron discordancias progresivas asociadas a la propagación de fallas ciegas (Fig. 3).

E2 transcurrió en el Mioceno superior - Reciente. Su existencia se apoya en abundante evidencia, tanto directa como indirecta: (1) la falla Laguna Negra, que corta a filones del Plutón La Gloria datados en 9,8 Ma (Cornejo y Mahood 1997) que, además, se puede relacionar con los retrocorrimientos de la falla El Diablo en el valle del río Volcán (Fig. 2, Perfil B-B'); (2) dataciones por trazas de fisión en apatita a lo largo del río Volcán que arrojaron edades entre 13 ± 6 y 2 ± 1 Ma (con error a 2σ), las que son interpretadas como edades de exhumación (Fock 2005); (3) dataciones radiométricas en minerales con distintas temperaturas de cierre que indican un evento de exhumación entre los 8,4 y 7,7 Ma (Kurtz *et al.* 1997); (4) estudios de inclusiones fluidas que pondrían en evidencia la erosión de una cubierta de 1.500 a 2.000 m, a partir del Mioceno superior (Skewes y Holmgren 1993); (5) hallazgo a 3.500 m s.n.m. de flora fósil incompatible con las condiciones necesarias para su desarrollo de vida en la alta cordillera del río Aconcagua, revelando una surrección de ~2.000 m (Pons y Vicente 1985); (6) dataciones por trazas de fisión en apatitas, que muestran un periodo de denudación regional entre 5,6 y 3,7 Ma con tasas del orden de 1,4 a 2,6 mm/año (Maksaev *et al.* 2003); y (7) análisis de tensores de stress que señalan la existencia de un evento compresivo (Plioceno), con σ_1 este-oeste, σ_2 nort-sur y σ_3 vertical, que se habría desarrollado entre los 4,5 Ma y los 2,8 Ma, entre 33° y 37° S, tanto en la Cordillera Principal como en la Depresión Central (Lavenu y Cembrano 1999). La deformación asociada a E2 se caracteriza por la reactivación de fallas inversas activas durante E1 (i.e. falla San Ramón) y la activación de retrocorrimientos de vergencia occidental (fallas Laguna Negra y Chacayes - Yesillo), producto del acomodo del acortamiento asociado a fallas fuera de secuencia desarrolladas en el borde occidental de la faja plegada y corrida del Aconcagua en el sector oriental de la Cordillera Principal Chilena.

La intensa actividad sísmica superficial localizada a lo largo de las trazas de las fallas El Diablo y Chacayes - Yesillo (Charrier *et al.* 2004, 2005) y la deformación observada en depósitos recientes en la Depresión Central asociada al Sistema de Falla San Ramón (Rauld 2002) se interpreta como evidencia de la continuación de la actividad tectónica a lo largo de estas estructuras, aún cuando, aparentemente, la cinemática actual estaría más bien relacionada a movimientos de rumbo (Lavenu y Cembrano 1999, Bustamante 2001, Charrier *et al.* 2004).

Discusión

El primer evento deformacional (E1) habría engrosado la corteza, manifestado por el paso gradual desde un magmatismo toleítico, que caracteriza a la Formación Abanico, hacia

uno calcoalcalino, propio de la Formación Farellones (e.g. Nyström *et al.* 2003, Kay *et al.* 2005). Este evento coincide, además, con el cambio de clima detectado a partir del estudio de flora fósil, entre 23 y 21 Ma, por Sellés (1999), el cual se relacionaría con el alzamiento de relieves positivos asociados a la inversión de la cuenca de Abanico. Finalmente, este evento concuerda con el aumento gradual en la tasa de subducción y disminución de la oblicuidad de convergencia iniciado a fines del Oligoceno (Pilger 1984, Pardo - Casas y Molnar 1987, Somoza 1998).

En Argentina, en la vertiente oriental de la Cordillera Principal se han reportado depósitos sinorogénicos en el Conglomerado Tunuyán, que en su base exhibe volcanitas de retroarco datadas en 18 Ma (Formación Contreras), por lo que el inicio de la deformación en este sector se habría producido en el Mioceno inferior tardío (Giambiagi *et al.* 2003). Por otro lado, la base de los depósitos sinorogénicos contiene clastos de origen volcanoclástico, cuyo origen se puede asociar a la exhumación y erosión de la Formación Abanico (Giambiagi *et al.* 2003) o bien a aportes directos del arco contemporáneo (Formación Farellones en desarrollo). Sin embargo, después de los 15 Ma se observa un cambio abrupto en el tipo de material presente en los depósitos sinorogénicos, apareciendo los primeros clastos provenientes de la erosión de rocas mesozoicas (Giambiagi *et al.* 2003). Esto implica, como señala Giambiagi *et al.* (2003), que después de los 15 Ma el mayor acortamiento ocurre en la Cordillera Principal Oriental, es decir, con posterioridad al primer evento de deformación aquí descrito para la vertiente occidental de la Cordillera Principal, pero con anterioridad al segundo evento.

Considerando lo anterior, se pueden proponer tres episodios de deformación y posiblemente alzamiento para el ámbito de toda la Cordillera Principal a las latitudes aquí consideradas:

- (a) El primero, de edad oligocena superior (?)- miocena inferior, correspondería a E1, arriba descrito
- (b) Un segundo evento de edad miocena inferior a media que afectó principalmente a los depósitos mesozoicos en la Cordillera Principal oriental, responsable del desarrollo de la faja plegada y corrida del Aconcagua, que sería producto de una progresión normal hacia el este de la deformación, probablemente controlado por la actividad de la falla El Diablo, y de aquellas ubicadas al oriente de esta.
- (c) El tercer evento de edad miocena superior - reciente, correspondería principalmente a E2, arriba descrito.

Finalmente, en esta cronología de eventos tectónicos se debe incluir la deformación asociada a la actividad sísmica superficial localizada a lo largo del contacto tectónico entre las series mesozoicas y cenozoicas en las cercanías al límite internacional de Chile y Argentina, aún cuando ésta presentaría fundamentalmente movimientos de rumbo (Charrier *et al.* 2004).

La migración de la deformación hacia el este durante el Mioceno inferior a medio, sugiere que la inversión de la cuenca de Abanico habría inducido el desarrollo de la faja plegada y corrida del Aconcagua a partir de 18 Ma. Por otro lado, las posteriores reactivaciones como E2 en la Cordillera

Principal occidental, pueden deberse a movimientos fuera-de-secuencia dentro de la faja plegada y corrida, que se habrían localizado en la vertiente occidental de la Cordillera Principal, induciendo la continuación de la deformación de las Formaciones Abanico y Farellones, mediante reactivación de fallas inversas, y generación y reactivación de retro-corrimientos.

Por otro lado, la existencia de volcanitas de retro-arco en la base de la Formación Contreras (Ramos *et al.* 1996, Giambiagi *et al.* 2003), sugiere que la corteza en la región más oriental del área de estudio no se había engrosado mayormente en el Mioceno inferior. Esto es consistente con lo observado, esto es, que la deformación migró hacia el este durante el Mioceno inferior, engrosándose la corteza de oeste a este, posiblemente producto de la anulación de esfuerzos deviatóricos producto de la mayor elevación alcanzada por las zonas occidentales a lo largo de la construcción de los Andes.

A diferencia de lo propuesto por Giambiagi *et al.* (2003), quienes sugirieron que la deformación habría comenzado entre 20 y 18 Ma y que ésta no tiene relación directa con el aumento en la tasa de subducción y disminución de la oblicuidad (Pilger 1984, Pardo - Casas y Molnar 1987, Somoza 1998), las nuevas evidencias indican que la inversión de la cuenca de Abanico en la Cordillera Principal occidental tendría una edad mínima en el límite entre el Oligoceno - Mioceno (23 Ma) y que, muy probablemente, habría sido gatillada por el aumento en la tasa de convergencia (y la disminución de la oblicuidad), pero no de forma instantánea, si no que relacionada con la acumulación de stress como señalan Jordan *et al.* (2001) y Charrier *et al.* (2002). De este modo, la deformación observada en el antepaís correspondería a la migración de la deformación asociada a E1 hacia el antepaís, donde niveles sedimentarios menos competentes habrían favorecido el acomodo del acortamiento en el sector argentino.

Conclusiones

A lo largo de la Cordillera Principal, tanto en Chile como en Argentina, se puede reconocer un evento aparentemente continuo de deformación contraccional durante el Neógeno, el que se puede dividir en tres etapas principales:

(a) Oligoceno superior (?)- Mioceno inferior: Asociado con la inversión de la cuenca de Abanico que se manifestó principalmente en la vertiente occidental de la Cordillera Principal.

(b) Mioceno inferior tardío - Mioceno superior: Asociado con el desarrollo de la faja plegada y corrida del Aconcagua que afecta principalmente en rocas mesozoicas y que se concentra en la vertiente oriental de la Cordillera Principal.

(c) Mioceno superior - reciente: Corresponde al evento principal del alzamiento de superficie de la Cordillera Principal de los Andes entre los 33°S y 34°S, manifestándose en ambas vertientes de la Cordillera Principal.

Agradecimientos

Estos estudios se efectuaron con fondos del Proyecto Fondecyt 1030965.

Trabajos citados en el texto

- Aguirre, L., 1960. Geología de los Andes de Chile Central, provincia de Aconcagua. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Chile, Boletín N° 9, 70 p.
- Aguirre, R., 1999. Depositación y deformación de la secuencia volcánica terciaria en el sector cordillerano de Pata del Diablo, Cajón del Maipo. Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile, (Inédito), 60 p., Santiago.
- Baeza, O., 1999. Análisis de litofacies, evolución depositacional y análisis estructural de la Formación Abanico en el área comprendida entre los ríos Yeso y Volcán, Región Metropolitana. Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 119 p (Inédito).
- Bustamante, M. A., 2001. El contacto entre la Formación Abanico y las unidades mesozoicas, valle del río Volcán, Región Metropolitana. Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile, (Inédito), 54 p., Santiago.
- Campbell, D., 2005. Termocronología del sector comprendido entre los ríos Rocín y Aconcagua: Implicancias en la evolución Meso- Cenozoica de la Zona. Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile, (Inédito), 113 p. Santiago.
- Charrier, R., 1973. Geología de las provincias O'Higgins y Colchagua. Instituto de Investigación de Recursos Naturales (IREN), Publicación N° 7, 69 p., Santiago.
- Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J.J., Gans, P., Kay, S.M., Muñoz, N., Wyss, A.R. y Zurita, E., 2002. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°-36° S.L.). *Journal of South American Earth Sciences* 15(1): 117-139.
- Charrier, R., Fariás, M., Comte, D. y Pardo, M., 2004. Active tectonics in the southern Central Andes, a Recent example: the 28 August 2004 shallow Mw=6.5 earthquake. *Eos Transactions, AGU*, 85 (47), Fall Meeting Suppl. Abstract S43C-1015.
- Charrier, R., Bustamante, M., Comte, D., Elgueta, E., Flynn, J., Iturra, I., Muñoz, N., Pardo, M., Thiele, R. y Wyss, A., 2005. The Abanico extensional basin: Regional extension, chronology of tectonic inversion, and relation to shallow seismic activity and andean uplift. *Neues Jahrbuch für Geologie und Palaeontologie* 236(1-2): 43-77.
- Cornejo, P. y Mahood, G. 1997. Seeing past effects of re-equilibration to reconstruct magmatic gradients in plutons: La Gloria Pluton, central Chilean Andes. *Contribution Mineral Petrology* 127: 159 - 175.
- Elgueta, S., Charrier, R., Aguirre, R., Kieffer, G. y Vatin-Perignon, N., 1999. Volcanogenic sedimentation model for the Miocene Farellones Formation, Andean Cordillera, Central Chile. *Proceedings 4° ISAG*, p. 228-231, Göttingen (Germany).
- Fock, A., 2005. Cronología y Tectónica de la exhumación en el Neógeno de los Andes de Chile Central entre los 33° y los 34° S. Tesis, Departamento de Geología, Universidad de Chile,

- 178 p (Inédito).
- Fuentes, F., 2004. Petrología y metamorfismo de muy bajo grado de unidades volcánicas oligoceno-miocenas en la ladera occidental de los Andes de Chile Central (33° S). Tesis de Doctorado, Departamento de Geología, Universidad de Chile, (Inédito) 398 p .
- Gana, P. y Wall, R., 1997. Evidencias geocronológicas $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ y K-Ar de un hiatus Cretácico Superior-Eoceno en Chile Central (33°-33° 30' S). *Revista Geológica de Chile* 24(2): 145-163.
- Giambiagi, L., Ramos, V.A, Godoy, E. y Álvarez, P.P., Orts, S., 2003. Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes, between 33° and 34° south latitude. *Tectonics* 22(4): 1041, doi:10.1029/2001TC001354.
- Godoy, E. y Lara, L., 1994. Segmentación estructural andina a los 33°-34°: nuevos datos en la Cordillera Principal. 7° Congreso Geológico Chileno, Concepción, Actas 2: 1344-1348.
- Godoy, E., Navarro, M. y Rivera, O., 1996. Zonas Triangulares en el borde occidental de la Cordillera Principal (32°30' - 34°30'), Chile: Una solución a la paradoja Abanico - Farellones. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 373-381.
- Godoy, E., Yáñez, G. y Vera, E., 1999. Inversion of an Oligocene volcano-tectonic basin and uplifting of its superimposed Miocene magmatic arc in the Central Chilean Andes: first seismic and gravity evidences. *Tectonophysics* 306(2): 217-236.
- Jordan, T.E., Burns, W.M., Veiga, R., Pángaro, F., Copeland, P., Kelley, S. y Mpodozis, C., 2001. Extension and basin formation in the Southern Andes caused by increased convergence rate: A mid-Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics* 20: 308-324.
- Kay, S.M. y Mpodozis, C., 2002. Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat-slab. *Journal of South America Earth Sciences* 15 (1): 39-57.
- Kay, S.M., Godoy, E. y Kurtz, A., 2005. Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes. *Geological Society of America Bulletin* 117(1): 67-88.
- Klohn, C., 1960. Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central, Provincia de Santiago, Colchagua y Curicó. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín N° 8, 95 p. Santiago.
- Kurtz, A., Kay, S.M., Charrier, R. y Farrar, E., 1997. Geochronology of Miocene plutons and exhumation history of the El Teniente region, Central Chile (34°-35°S). *Revista Geológica de Chile* 24(1):75-90.
- Lavenu, A. y Cembrano, J., 1999. Compressional- and transpressional-stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in fore arc and intra-arc zones (Andes of Central and Southern Chile). *Journal of Structural Geology* 21:1669-1691.
- Levi, B., Aguirre, L., Nyström, J., Padilla, H. y Vergara, M., 1989. Low-grade regional metamorphism in the Mesozoic-Cenozoic volcanic sequences of the Central Andes. *Journal of Metamorphic Petrology* 7:487-495.
- Maksaev, V., Zentilli, M., Munizaga, F., Charrier, R., 2003. Denudación/alzamiento del Mioceno Superior-Plioceno Inferior de la Cordillera de Chile Central (33°-35° S) inferida por dataciones por trazas de fisión en apatito de plutones miocenos. 10° Congreso Geológico Chileno, Concepción, Actas CD ROM.
- Medina, C., 2001. Condiciones de depositación y deformación de la secuencia miocénica en el sector cordillerano de San Alfonso, Cajón del Maipo, Región Metropolitana, Chile. Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile, (Inédito) 62 p .
- Muñoz, M., 2005. Geoquímica, metamorfismo y petrogénesis de la franja oriental de la Formación Abanico en Chile central, área de El Volcán, Cajón del Maipo (33°50'S, 70°12'-70°05'). Tesis de Magíster, Departamento de Geología, Universidad de Chile (Inédito).
- Navarro, M., 2001. Estratigrafía y estilo estructural de las formaciones del margen occidental de la Cordillera Principal, en el norte de la VI región. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, (Inédito) 77 p . Santiago.
- Nyström, J.O., Vergara, M., Morata, D. y Levi, B., 2003. Tertiary volcanism during extension in the Andean foothills of central Chile (33° 15'-33° 45'S). *Geological Society of America Bulletin* 115(12):1523-1537.
- Pardo-Casas, F. y Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallón) and South American Plates since late cretaceous time. *Tectonics* 6(3):233-284.
- Pilger, R., 1984. Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism: South American Andes. *Journal of Geological Society of London* 141:793-802.
- Pons, D. y Vicente, J.C., 1985. Découverte d'un bois fossile de fagaceae dans la Formation Farellones (Miocène) des Andes d'Aconcagua (Chili): Importance Paléobotanique et signification paléo-orographique. 110e Congrès national des Sociétés savantes, Montpellier, sciences, fasc. V, p.187-207.
- Ramos, V.A., Godoy, E., Lo Forte, G. y Aguirre-Urreta, M.B., 1991. La Franja Plegada y Corrida del Norte del Río Colorado, Región Metropolitana, Chile Central. 6° Congreso Geológico Chileno, Actas 323-327, Santiago.
- Ramos, V.A., Godoy, E., Godoy, V. y Pángaro, F., 1996. Evolución tectónica de la Cordillera Principal Argentino - Chilena a la latitud del Paso de Piuquenes. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Actas 2:337-352.
- Rauld, R.A., 2002. Análisis morfoestructural del frente cordillerano de Santiago Oriente, entre el río Mapocho y la Quebrada Macul. Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile, (Inédito) 57 p. Santiago.
- Rivano, S., Godoy, E., Vergara, M. y Villarroel, R., 1990. Redefinición de la Formación Farellones en la Cordillera de los Andes de Chile Central (32°-34° S). *Revista Geológica de Chile* 17(2):205-214.
- Robinson, D., Bevins, R.E., Aguirre, L. y Vergara, M., 2004. A reappraisal of episodic burial metamorphism in the Andes of Chile Central. *Contribution to Mineral Petrology* 146: 513-528.
- Sellés, D., 1999. La Formación Abanico en el Cuadrángulo Santiago (33° 15'-33° 30'S; 70°30'-70°45'O), Chile Central. Estratigrafía y geoquímica. Tesis, Departamento de Geología, Universidad de Chile, (Inédito) 154 p. Santiago.
- Sellés, D. y Gana, P., 2001. Geología del área Talagante-San Francisco de Mostazal: Regiones Metropolitana y del Libertador General Bernardo O'Higgins, Escala 1:100.000. SERNAGEOMIN, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, N° 74. Santiago.
- SERNAGEOMIN, 2003. Mapa Geológico de Chile: versión digital.

- Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Digital, No. 4 (CD-ROM, versión 1.0, 2003).
- Somoza, R., 1998. Updated Nazca (Farallón) - South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences* 11(3):211 -215.
- Skewes, M.A. y Holmgren, C., 1993. Solevantamiento andino, erosión y emplazamiento de brechas mineralizadas en el depósito de cobre porfídico Los Bronces, Chile Central (33° S): aplicación de geotermometría de inclusiones fluidas. *Revista Geológica de Chile* 20(1):71-83.
- Thiele, R., 1980. Hoja Santiago, Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile 39, 51 pp. Santiago.
- Wyss, A.R., Flynn, J.J., Norell, M.A., Swisher, C.C., Novacek, M.J., McKenna, M.C. y Charrier, R., 1994. Palaeogene Mammals from the Andes of Central Chile: A preliminary taxonomic, biostratigraphic, and geochronologic assesment. *American Museum Novitates*, N° 3098, 31 p.
- Zurita, E., 1999. Historia de enterramiento y exhumación de la Formación Abanico=Coya-Machalí, Cordillera Principal, Chile Central. Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile, (Inédito) 156 p. Santiago.
-

II-2.1.2. Análisis complementario a la sección anterior

En la sección anterior se mostró la importancia que tienen las fallas de vergencia oeste en la cordillera chilena. Sin embargo, estas estructuras deberían acomodar muy poco acortamiento debido a su alto ángulo. Más aún, el acortamiento en el flanco argentino es cerca de un 80% del acortamiento total del segmento (ver sección siguiente), siendo éste acomodado principalmente por fallas de vergencia este. Más aún, como será mostrado en el Capítulo III, es posible que parte del gran escarpe que se observa en el frente cordillerano (límite con la Depresión Central) esté acentuado por procesos superficiales, particularmente por la erosión lateral de la red de drenaje.

Las fallas de vergencia oeste son características en el flanco chileno de los Andes, al igual que el bajo acortamiento. Esto sugiere que este flanco ha permanecido casi pasivo en relación a lo que ocurre en el trasarco, aun cuando esta región se localiza más cerca del contacto interplacas del cual derivan los esfuerzos que han alzado la cadena montañosa. La pasividad del flanco chileno será analizada en la sección siguiente, pero se puede adelantar que además de lo frío que debería ser el margen chileno (por lo tanto más rígido), el hecho que en el antearco se hayan emplazado todos los arcos volcánico-magmáticos desde el Jurásico (salvo algunas excepciones) y que en el trasarco se hayan desarrollado cuencas sedimentarias durante el Mesozoico sugiere que el trasarco a priori debería tener una menor rigidez que el antearco, por lo que la primera región debería ser más fácil de deformar; esto es abordado en el artículo presentado en la próxima sección. De este modo, las fallas de vergencia oeste presentes en el flanco chileno de los Andes estarían fuertemente controladas ya sea por fallas pre-existentes (como es el caso de Chile Central y del Norte de Chile [Fariás *et al.*, 2005a; ver Anexo I]) como por contactos litológicos paralelos al margen, los cuales además se situarían en zonas límites de rigidez (ver siguiente sección). Por lo tanto, las fallas de vergencia oeste serían fallas secundarias de la deformación que ha formado la cadena andina.

Finalmente, en el artículo anterior (sección de Discusión) se sugiere que la velocidad de convergencia de placas sería extremadamente determinante en el inicio de la contracción durante el Oligoceno terminal-Mioceno temprano. No obstante ciertas coincidencias que pueden ser observadas, existe una mejor correlación entre la velocidad absoluta de Sudamérica con las tasas de acortamiento. Este tópico será analizado en las secciones subsiguientes, particularmente en la discusión final de esta memoria de tesis.

II-2.2. La Estructura en Profundidad. Artículo: “Crustal-scale structural architecture of the Central Chile Andes based on 3D seismic tomography, seismicity, and surface geology: Implications for mountain building in subduction zones”*

Crustal-scale structural architecture of the Central Chile Andes based on 3D seismic tomography, seismicity, and surface geology:

Implications for mountain building in subduction zones

Marcelo Farías*	<i>Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, Chile LMTG, CNRS-IRD-Université de Toulouse, France Departamento de Geofísica, Universidad de Chile, Santiago, Chile</i>
Diana Comte	<i>Departamento de Geofísica, Universidad de Chile, Santiago, Chile</i>
Reynaldo Charrier	<i>Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, Chile</i>
Joseph Martinod	<i>LMTG, CNRS-IRD-Université de Toulouse, France</i>
Andrés Tassara	<i>Departamento de Geofísica, Universidad de Chile, Santiago, Chile</i>
Andrés Fock	<i>Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, Chile SQM S.A., Antofagasta, Chile</i>

Keywords: crustal seismicity; 3D seismic tomography; crustal-scale structural architecture; Central Chile Andes; subduction zone; mountain building

***Corresponding author:** mfarias@dgf.uchile.cl.

Address: Plaza Ercilla #803, Casilla 13518 Correo 21, Santiago, Chile

* Enviado el 4 de Septiembre de 2007 a *Earth and Planetary Science Letters*.

Abstract

We document a crustal-scale structural model for the Central Chile Andes based on 3D seismic tomography, seismicity, and surface geology that consists of a major east-vergent ramp-flat structure connecting the subduction zone with the Andean Cordillera. The ramp rises from the subducting slab at ~ 60 km depth to 15-20 km below the western edge of the cordillera, extending eastward below the high Andes as a 10 km-deep flat structure. The flat part of the structure defines a detachment that plays a fundamental role in the Andean orogenesis, because it accommodates most of the shortening in its hanging wall. This shortening is, however, very asymmetric: ~ 16 km (1/5 of total) of the superficial shortening is accommodated in the western side of the cordillera, vs. ~ 80 km (4/5 of total) in the eastern side of the belt. Yield strength envelopes suggest that the geometry of the structure at depth is controlled by the lithospheric rheology. V_p and V_p/V_s variations in the upper plate mantle (which may result from mantle serpentinization) and the deepest limit of the seismogenic interplate contact mark the intersection of the ramp with the slab. Then, the subduction factory process would control the depth where the major east-vergent structure merges to the slab. Such a ramp-flat structure seems to be a first-order characteristic of the Andean subduction zone, delimitating upward the rocks that transmit part of the plate convergence stress, transferring deformation from the plate interface, and controlling mountain building tectonics, thus playing a key role in the Andean orogeny as probably in other subduction orogens worldwide.

1. Introduction

The Andes is the Earth's largest and highest active mountain chain formed in a subduction margin. It is mainly the result of crustal shortening due to the convergence of the oceanic Nazca plate and the South American continent. Surface shortening has been mainly accommodated in backarc fold-and-thrust belts (**Fig. 1**) in the hanging wall of large east-vergent detachments (e.g., *McQuarrie [2002]*; *Cristallini and Ramos [2000]*; *Giambiagi and Ramos [2002]*; *Giambiagi et al. [2003]*; *Vergés et al. [2007]*). Therefore, detachments related to peripheral deformation belts appear to be the most significant structures controlling the Andean orogeny, as in several other modern and old orogens [*Cook and Varsek, 1994*]. However, the westward prolongation of detachments into the forearc region where plate interaction occurs is poorly understood, mainly because (1) surface deformation is much smaller in the western flank of the mountain belt, (2) most of the structures are west-vergent (e.g., *Muñoz and Charrier [1996]* for Northern Chile, and *Fock et al. [2006]* for Central Chile), and (3) there is no evidence for the downdip prolongation of these structures. This situation has led to a poor knowledge on the structural connection between the mountain belt and the subduction zone, as well as on the mechanism of stress and strain transfer from the interplate contact toward the orogen. Although some studies have attempted to balance the forces released in the subduction zone and those transferred to the orogen (e.g., *Isacks [1988]*; *Kono et al. [1989]*; *Lamb and Davis [2003]*; *Yáñez and Cembrano [2004]*; *Lamb [2006]*), these models have not considered the geometry of the structures involved in the resulting strain transfer.

For the Central Chile Andes (33-35°S), the construction of well constrained crustal-scale cross-sections, which is a pre-requisite for the study of orogenic processes, has presented several obstacles, such as difficulties to identify stratigraphic markers and to determine ages of

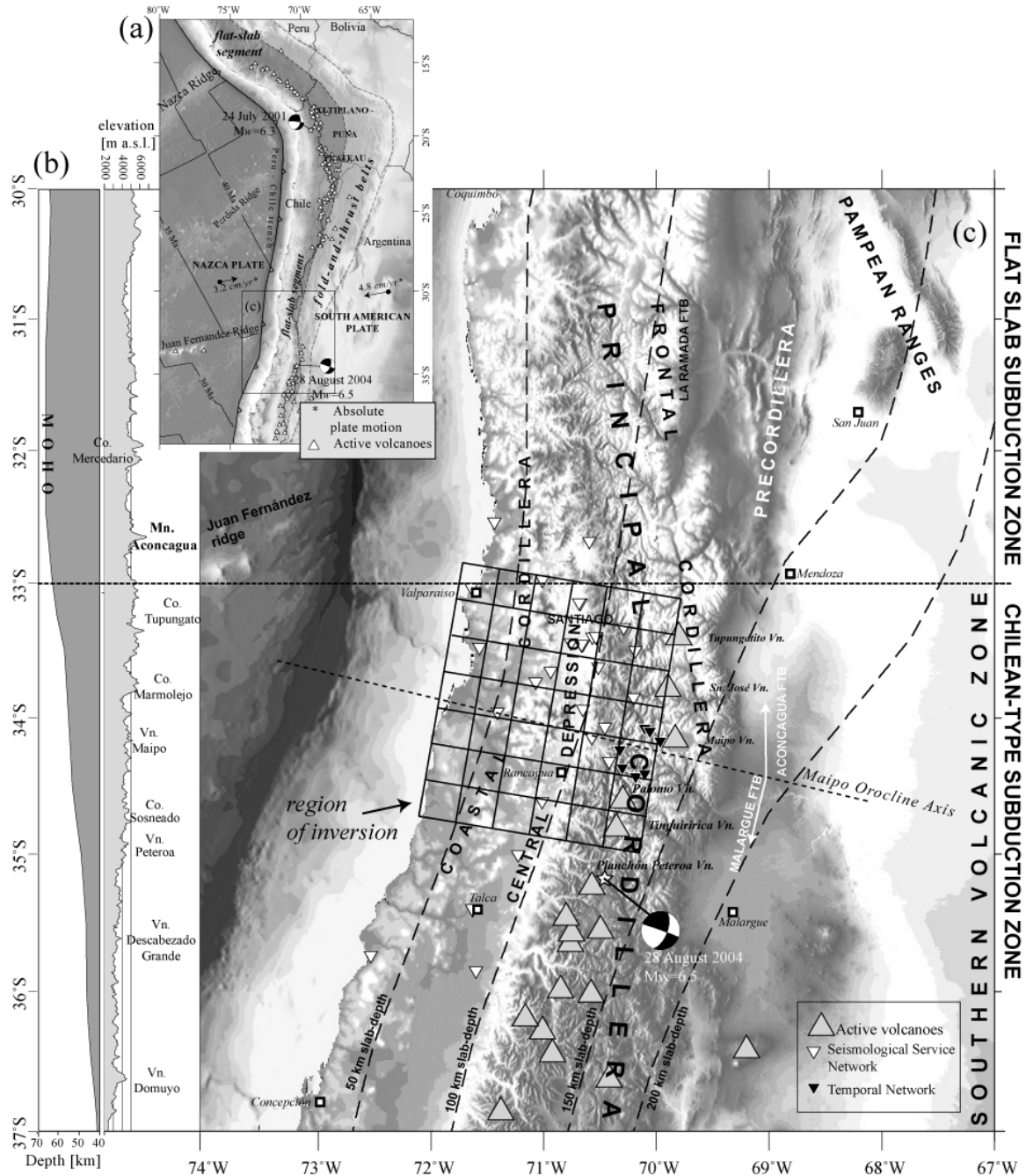


Fig. 1. (a) Tectonic framework of the Andean margin of Chile. (b) Maximum elevation and Moho depth from 32 to 37°S. Elevations calculated from SRTM90m DEM and crustal thickness after *Tassara et al.* [2006]. (c) Main tectonic and morphological features of the Andes of Central Chile and Western Argentina. Seismologic stations of the permanent network of the University of Chile (white inverted triangles) and temporary network deployed during January-April 2004 (dark inverted triangles) are shown. Grid in (c) corresponds to the region and cells in which tomography was performed. Absolute plate motion velocity after *Gripp and Gordon* [2002]. Focal mechanisms of the two greatest shallow crustal earthquakes of the last years are those estimated by Harvard CMT.

deposition and deformation because of the pervasive low-grade metamorphism affecting the rocks (e.g., *Levi et al.* [1989]; *Vergara et al.* [1993]), which are predominantly volcanic and plutonic units. However, the structural knowledge of the western side of the range has been improved in the last years by determining more accurate ages for the tectonic and depositional events due to a more systematic search for unaltered levels [*Fuentes, 2004; Muñoz et al., 2005*],

the application of more penetrative radioisotopic age determinations [*Charrier et al., 1996, 2002, 2005; Fock et al., 2006*], and the discovery of abundant localities containing a rich mammal fauna [*Wyss et al., 1990; Croft et al., 2003; Flynn et al., 1995, 2003*].

On the other hand, although most of the existing seismologic work in the Andes have paid attention to subduction zone processes related to the nucleation and propagation of megathrust earthquakes ($M \geq 8$), the improvement of permanent seismologic networks and the deployment of temporary networks in the last years have allowed the detection of abundant crustal seismicity beneath the Chilean forearc-arc region. Two main events stand out in Chile (**Fig. 1**): the 24 July 2001 ($M_w=6.3$) Aroma earthquake in the western flank of the Altiplano at 19°30'S [*Farías et al., 2005; Legrand et al., 2007*], and the 28 August 2004 event ($M_w=6.5$) in the High Andes at 35°15'S [*Farías et al., 2006*]. Crustal seismicity occurring in main fault systems emphasizes its relevance for understanding the significance of these structures in mountain building, their subsurface prolongation into the continental lithosphere, and their association with main detachments and links to the subduction interface.

In this contribution, we integrate seismologic and geological data from the Central Chile Andes (33-35°S) to address two main questions: (1) how is the forearc-arc structural array connecting the subduction zone to the fold-and-thrust belts located in the backarc, and (2) what has been the contribution of this general structure in the construction of the Andes of Central Chile. This study is based on the analysis of seismicity recorded by both the permanent network of the Seismologic Survey at the Universidad de Chile (SS) and a temporary network deployed along one of the largest structural systems in the high Andes of Central Chile [*Barrientos et al., 2004; Charrier et al., 2005*]. We correlate these data with surface geology in order to infer the crustal-scale structural architecture of the entire mountain range (forearc, arc, and backarc). We suggest that a major detachment runs below the entire mountain belt and that this structure is connected to the subduction zone through a ramp that cuts across the forearc lithospheric wedge. We finally propose a qualitative approach to the mechanisms controlling the deformation transfer from the interplate interface toward the mountain belt, which could be significant for understanding orogenic mechanisms not only in the study region, but also in the entire Chilean subduction margin and in other subduction orogens.

2. Tectonic and geological settings

The subduction of the oceanic Nazca plate beneath the South American continent is the most important tectonic process along the Andean margin. Current absolute plate motion relative to hotspots frame [*Gripp and Gordon, 2002*] for the South American and Nazca plates are 4.8 and 3.2 cm/yr, respectively (N78°E, ~ 8 cm/yr relative plate motion; **Fig. 1a**).

The Chilean-Pampean flat-slab subduction region (27°S-33°S), where slab dip is <10° between 100 and 150 km depth, represents a major along-strike change on the Andean subduction system. North and south of this segment, the dip of the slab is greater (~ 30°E) being the classic example for the “Chilean-type Subduction” [*Uyeda and Kanamori, 1979*]. This segmentation has been interpreted as the result of buoyancy force exerted by the subduction of the Juan Fernández ridge at 32.5°S (**Fig. 1**) [*Pilger, 1981; Nur and Ben-Avraham, 1981; Gutscher et al., 2000;*

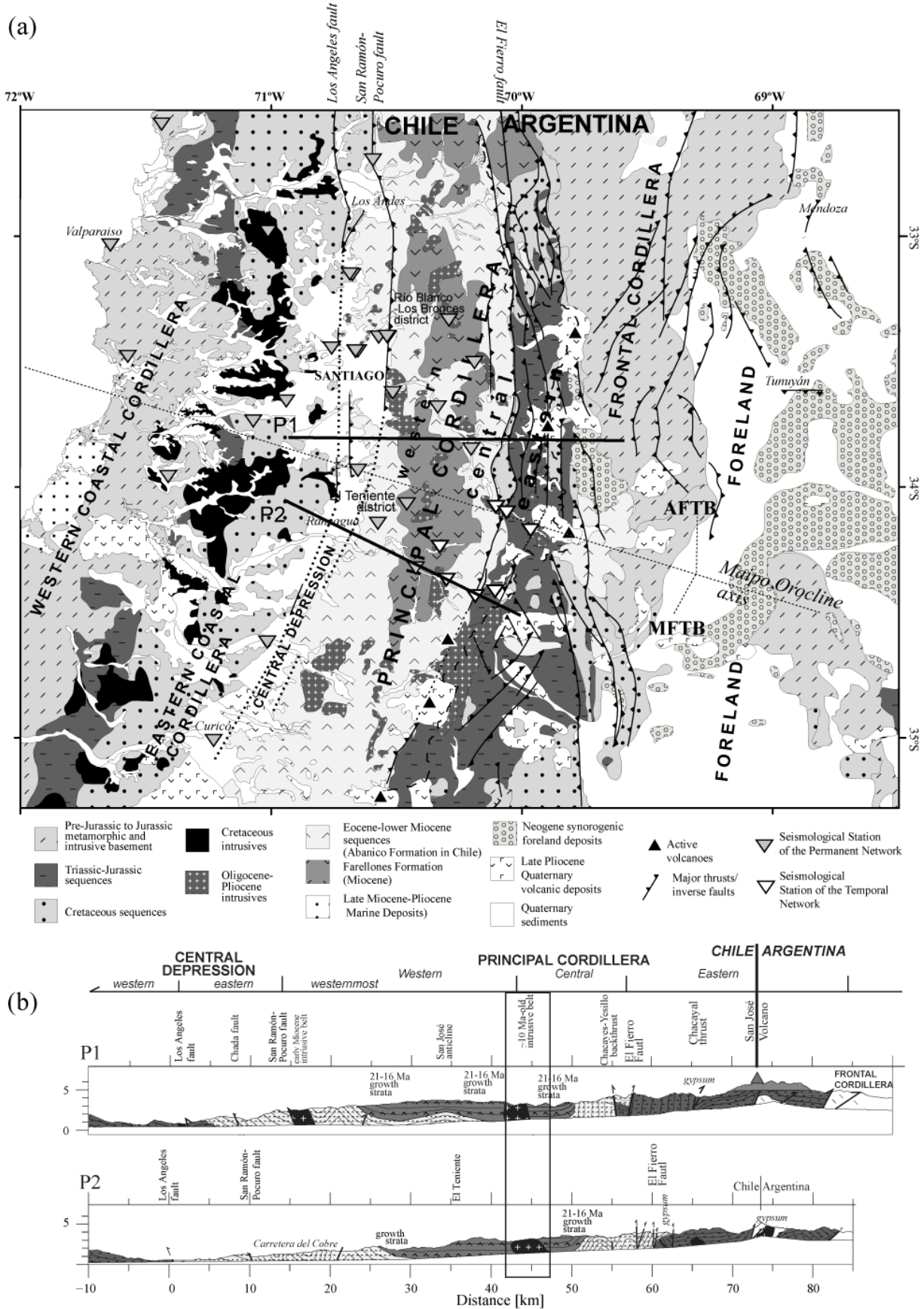


Fig. 2. Simplified geological map (a) and cross-sections (b) of the Andes of Central Chile and Argentina. Only main inverse faults active during the Neogene are plotted. Modified after *SEGEMAR [1997]*, *Godoy et al. [1999]*, *Charrier et al. [2002]*, *SERNAGEOMIN [2002]*, *Giambiagi et al. [2003]*, and *Fock et al. [2006]*.

Yáñez et al. 2001]. In addition, some distinctive features appear approximately at 33°S (Fig. 1b,

c), namely, a change in the strike of both the trench and the mountain belt from N-S northward to NNE-SSW southward (Maipo Orocline), the absence of volcanism since *ca.* 9 Ma above the flat-slab region [Kay *et al.*, 1991], the decrease in elevation and in crustal thickness south of 33°S [Tassara *et al.* 2006], the increase in flexural rigidity south of 34°S in the arc (e.g., Pérez-Gussinyé *et al.* [2007]; Tassara *et al.* [2007]), the southward segmentation of the mountain range by a longitudinal valley (Central Depression), and the southern edge of the Frontal Cordillera, Pampean Ranges and Precordillera.

The Andean region between 33°S and 35°S comprises five main morphostructural units (Fig. 1 and 2), which are, from west to east, the Coastal Cordillera, the Central Depression, the Principal Cordillera (subdivided into a western, central and eastern Principal Cordillera), the Frontal Cordillera (not present south of 34°15'S), and the active foreland region. The Coastal Cordillera consists of a late Paleozoic-Triassic basement in its western flank and east-dipping Jurassic to Cretaceous sequences extend in its eastern flank and in the western Central Depression (Thomas [1958]; see Fig. 2). From the eastern half of the Central Depression to the central Principal Cordillera, an extensional basin developed during Eocene to late Oligocene times (Abanico basin), which began to be inverted in the early Miocene [Godoy *et al.*, 1999; Charrier *et al.*, 2002]. This basin was filled by the predominantly volcanic-volcanoclastic Abanico Formation. In the early stages of inversion, folding and high-angle reverse faulting were concentrated at both basin edges [Fock *et al.*, 2006]. In the center of the basin, the mainly volcanic Farellones Formation was deposited during early to middle Miocene times. This unit is generally mildly folded, excepting at its contacts with the Abanico Formation where it is either overlying unconformably the Abanico Formation or developing growth strata in its lower layers (older than 16 Ma) [Charrier *et al.*, 2002, 2005; Fock *et al.*, 2006]. After ~ 16 Ma, contractional deformation migrated toward the eastern Principal Cordillera. There, Mesozoic sequences (mainly sedimentary rocks deposited into a rift-related backarc basin) have accommodated most of the shortening in this region [Giambiagi and Ramos, 2002; Giambiagi *et al.*, 2003]. After 8.5 Ma and further east, the late Paleozoic granitoids of the Frontal Cordillera were uplifted by the activity of high-angle inverted normal faults rooted in the basement. Simultaneously or shortly after, high-angle out-of-sequence reverse faults affected the eastern bounding fault system of the Abanico basin and the eastern Principal Cordillera [Giambiagi and Ramos, 2002; Giambiagi *et al.*, 2003; Fock *et al.*, 2006]. At ~ 4 Ma, shortening migrated further east to the foreland [Giambiagi *et al.*, 2003].

3. Structural features of the mountain belt in Central Chile and Western Argentina

We present two structural cross-sections (Fig. 2b) in which we integrate structural information reported by previous authors (e.g., Thiele [1980], Giambiagi *et al.* [2003], Fock *et al.* [2006], for the Santiago cross-section; P1 in Fig. 2b; Charrier [1981], Godoy *et al.* [1999], and Charrier *et al.* [2002, 2005] for the Cachapoal cross-section; P2 in Fig. 2b) with new data obtained during the field work performed for this study.

3.1. Eastern Central Depression and western Principal Cordillera

Only Cenozoic deposits crop out in this sector (Abanico and Farellones formations, and intrusive bodies). The western edge of this region is characterized by east-dipping partially inverted normal-faults (Los Angeles fault system according to *Carter and Aguirre* [1965], Infiernillo fault according to *Fock et al.* [2006]; Fig. 2) in which the Cenozoic units override Mesozoic sequences. This fault system is the western edge of the Abanico Basin [*Fock et al.*, 2006]. The western edge of the Principal Cordillera is defined by a west-vergent reverse fault system (San Ramón-Pocuro fault and its southward prolongation (*Thiele* [1980]; *Charrier et al.* [2005]; *Fock et al.* [2006]; *Rauld et al.* [2006]; Fig. 2). Based on geomorphologic markers, this structure would have accommodated 0.7-1.1 km of relative surface uplift of the eastern hanging wall since the late Miocene at the latitude of Santiago, and 800-600 m at 35°S [*Fariás et al.*, 2007]. Immediately east of this edge, a series of synclines and anticlines developed prior to ~ 16 Ma, which is evidenced by growth strata in the lower layers of the Farellones Formation [*Fock et al.*, 2006] (Fig. 2b). To the east, some folds and faults deform subtly the Cenozoic sequences with a predominant east-vergency (Fig. 2b).

3.2. Central Principal Cordillera

Only Cenozoic deposits also crop out in this sector. These units are bounded to the east by east-vergent faults, along which the Abanico Formation overrides the Mesozoic sequence situated in the eastern Principal Cordillera. These faults constitute the eastern boundary of the Abanico basin. This fault system extends more than 300 km along-strike (Fig. 2a). The main faults of this system received different names according to their latitude: El Diablo fault at 33°45'S [*Fock et al.*, 2006], Las Leñas-Espinoza fault at 34°30'S [*Charrier et al.*, 2002], and El Fierro fault at approximately 35°S [*Davidson and Vicente*, 1973] (hereafter, we name this system El Fierro fault). In the eastern flank of the central Principal Cordillera, both east- and west-vergent folds and thrusts affect the Abanico Formation. The folds exhibit maximum amplitudes of 3 km and are normally cut by faults that were reactivated during the out-of-sequence thrusting event (late Miocene-early Pliocene). Among them, the west-vergent Chacayes-Yesillo fault (see profile P1 in Fig. 2b) stands out because of its >2 km of vertical throw [*Charrier et al.*, 2005].

3.3. Eastern Principal Cordillera and Frontal Cordillera

The eastern Principal Cordillera extends east of the El Fierro fault and consists of Mesozoic marine and continental sedimentary deposits that include an Oxfordian gypsum level (Fig. 2b) and minor volcanic layers. These deposits are overlain by Neogene syntectonic foreland-basin deposits that evidence the beginning of deformation shortly after 16 Ma [*Giambiagi et al.*, 2003]. Most of the shortening in this region (~ 47 km) has been accommodated by east-vergent thrusts and related backthrusts [*Giambiagi and Ramos*, 2002], which commonly take advantage of the gypsum levels (Fig. 2b). The structural restoration of *Giambiagi and Ramos* [2002] suggests that these thrusts root in a ~ 10 km depth east-vergent detachment fault.

North of $34^{\circ}15'S$, the crystalline basement of the Frontal Cordillera crops out east of the Principal Cordillera. There, several basement blocks have been uplifted by high-angle east-vergent inverse faults accommodating about 15 km of shortening between 9 and 6 Ma. *Giambiagi et al.* [2003] interpreted this thick-skinned style as a result of the inversion of normal faults related to the Mesozoic backarc rifting. According to these authors, the reactivation of these structures would require a detachment fault located at mid-crustal levels.

4. Seismologic data and procedure

We used the seismologic data recorded by the Seismologic Survey at the Universidad de Chile (SS) between 1980 and 2004. This record is complemented with a temporary network deployed from January to April 2004 (**Fig. 1 and 2**). The SS has 24 seismologic stations in the study region and the temporary network consisted of 7 short period 3-component stations. The final database includes 23444 events, with 212 shallow (<20 km depth) crustal events recorded by the temporary network.

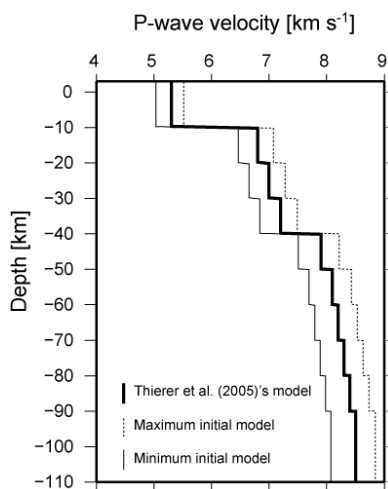


Fig. 3. Initial 1D P-wave velocity models.

The hypocenters were first estimated using the HYPOINVERSE program [*Klein, 1978*] with a 1D P -wave velocity model based on *Thierer et al.* [2005] (**Fig. 3**). Each earthquake was located with different trial depths in order to minimize the effect of the initial conditions on the final hypocentral determination. Trial depths were varied between 0 and 250 km with an increment of 5 km. The location with the lowest root mean square misfit and with the maximum number of body-waves first-arrivals was selected for each event. This procedure ended with ~ 140000 and ~ 95000 P - and S -arrival times, respectively.

From the preliminary hypocenters and seismic wave arrival times, a 3D velocity structure was calculated using the SPHYFIT90/SPHREL3D90 program (see details in *Roecker et al.* [1993]). Inversion was made on a region divided into 6×7 blocks with a grid spacing of $30 \times 30 \text{ km}^2$ (see **Fig. 1**) and 12 layers of 10 km thick, except the shallowest one, which is 13 km thick. Because P -wave and S -wave velocities were inverted independently, this procedure ended with 1008 final blocks with 877 blocks considered as reliable (those having >20 rays hits, however most of block are hit by >1000 rays). The resulting velocity models were used to relocate the hypocenters, which were classified and filtered according to the same criteria used by *Abers and Roecker* [1991]. Filtered hypocenters were used for a new inversion. This procedure was repeated iteratively until the changes in velocities became very small ($<1\%$), being three iterations required. In order to test the resulting tomography, 6 different models were made with initial 1D velocity structures perturbed $\sim 5\%$ randomly from the *Thierer et al.* [2005] model (**Fig. 3**). The resulting models had a standard deviation $<3\%$, thus we considered the mean velocity of them as the final V_p and V_s models.

From the preliminary 23444 events, only 18259 passed filtering, which were filtered again in order to use only the most reliable data. For the events recorded only by the SS, the criterion of selection was defined by P - plus S -wave phases ≥ 10 , RMS residual ≤ 0.3 s, and standard errors in position ≤ 1.5 km, resulting in 9065 events. For the hypocenters recorded by the temporary network, the criterion of selection consisted of RMS residual ≤ 0.3 s and P - plus S -wave phases ≥ 9 , remaining only 92 hypocenters.

5. Results and Analysis of Seismologic Data

5.1. General results

The final distribution of hypocenters shows that most of the crustal seismicity is located beneath the Principal Cordillera and eastern Central Depression at depths shallower than 20 km (Fig. 4). Superficial seismicity in the offshore and coastal forearc mainly corresponds to events occurring in the interplate contact area, except some earthquakes located in the overriding plate. As previously suggested by *Barrientos et al. [2004]* and *Charrier et al. [2005]*, most of the shallow crustal seismicity is located close to the Chile-Argentina boundary and is aligned with the El Fierro fault (Fig. 4).

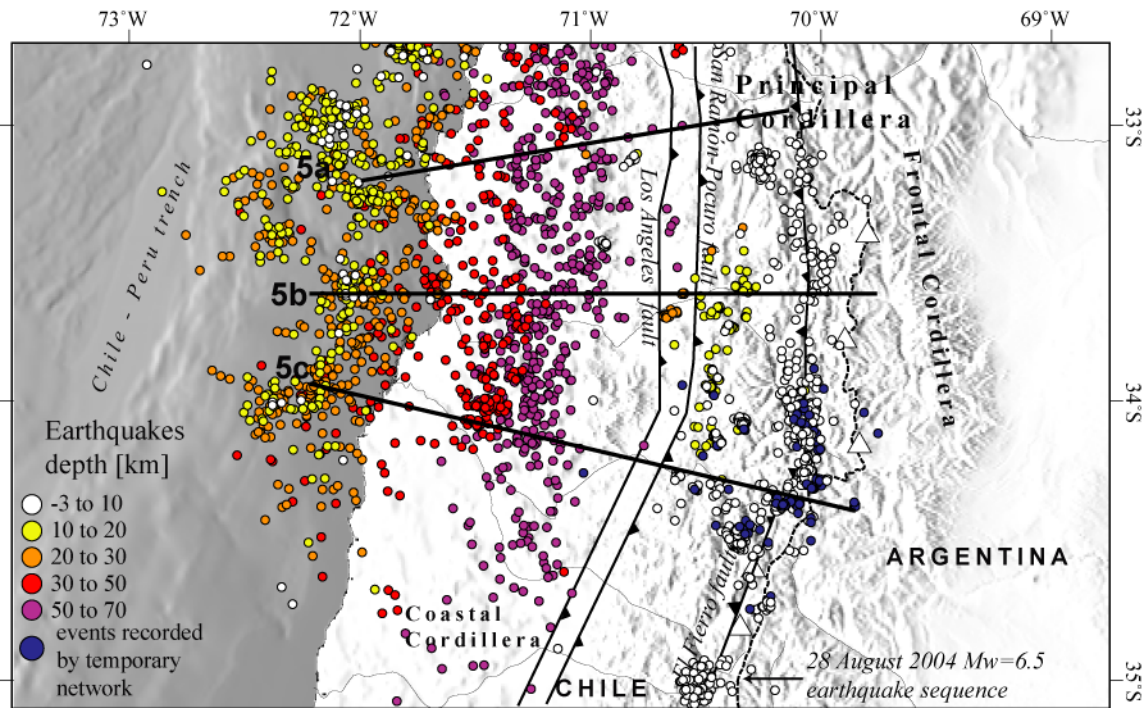


Fig. 4. Regional distribution of final relocated epicenters. Solid lines correspond to the locations of cross-sections in Fig. 5.

5.2. Ramp-flat seismic structure

In order to analyze the relationship between seismicity, seismic velocity fields and lithospheric structure, we show in **Fig. 5** three profiles crossing perpendicularly the orogen-strike and covering most of the study region. At first sight, the geometry displayed by seismicity can be interpreted as a ramp-flat crustal-scale structure.

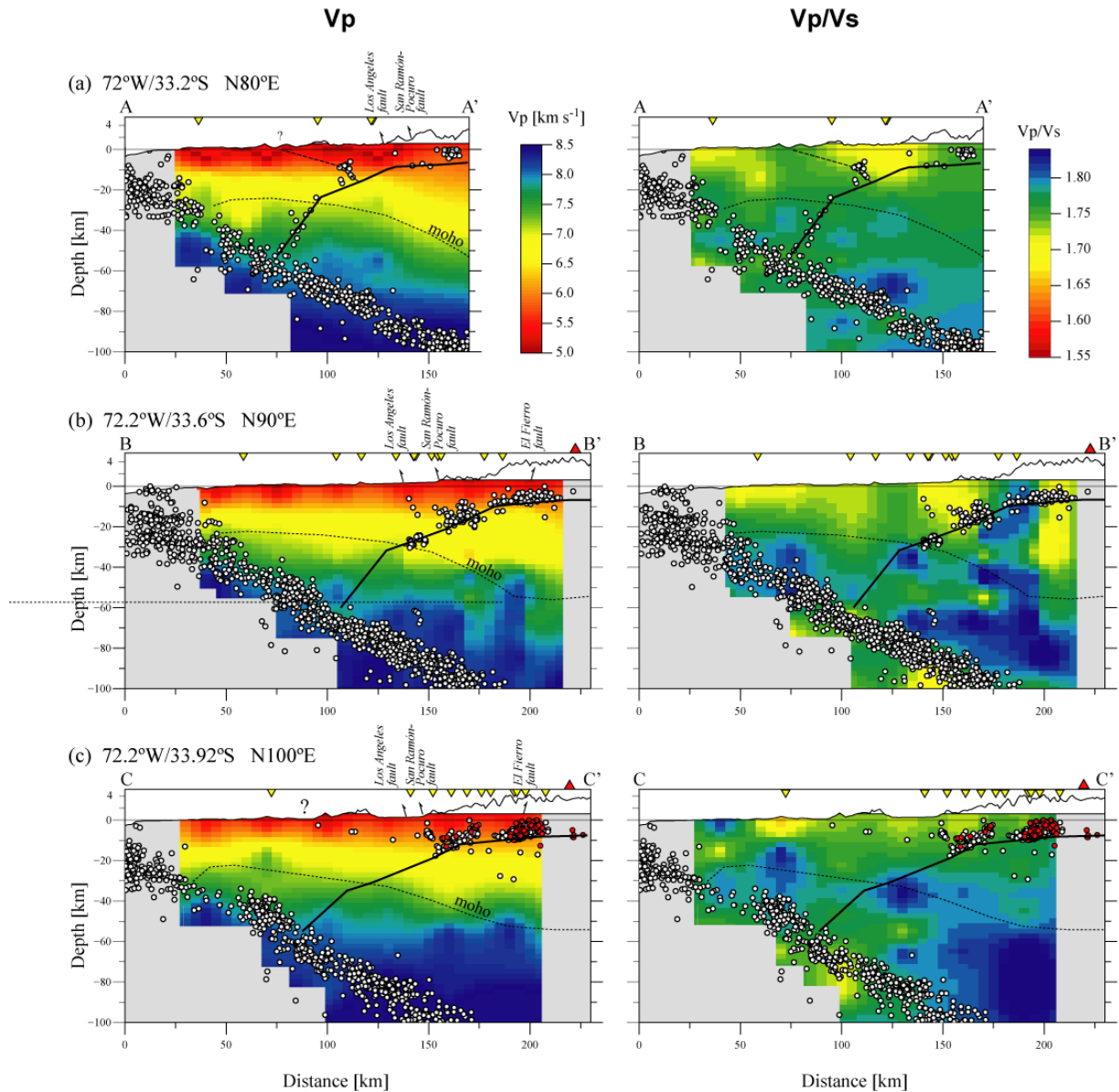


Fig. 5. Crustal-scale cross-sections perpendicular to the orogen-strike showing velocity structures and relocated hypocenters obtained in this work. Location and orientation of sections are indicated in Fig. 4. Moho depth after *Tassara et al.* [2006]. In all sections, earthquakes were projected onto the cross-section from a box-width of 40 km (-20 km/+20 km) centered along the swaths. White circles are the events recorded by the permanent seismicologic network, whereas the red circles are those obtained from the temporary network.

Seismicity associated with the flat geometry is located beneath the Chilean Principal Cordillera. This structure dips $\sim 10^\circ\text{W}$ in the western Principal Cordillera, where it is located at 15-10 km depth. In the central-eastern Principal Cordillera, the structure is located at 10-5 km depth and dips $<5^\circ\text{W}$. In this sector, the flat-structure coincides fairly well with the geometry and depth proposed by *Giambiagi et al.* [2003] for the detachment that has controlled the thin-skinned deformation in the eastern Principal Cordillera.

The ramp segment dips $\sim 40^\circ\text{W}$ and extends downward from the western edge of the Principal Cordillera to the Moho below the Central Depression. Although seismicity in the ramp segment is absent in southern sections (possibly reflecting the aseismic behavior of the lithospheric mantle), it is well detected in the section across the Central Depression at 33.2°S (**Fig. 5a**). In this section, the ramp intersects the Wadatti-Benioff zone at ~ 60 km depth.

The ramp can be correlated with discontinuities on V_p and V_p/V_s within the lithospheric mantle wedge (**Fig. 5**). Discontinuity on P-wave field consists in a sharp eastward velocity increase from 7.3-7.7 to 7.9-8.2 km/s. Discontinuities on V_p/V_s are less evident; however, the ramp can be correlated with normal V_p/V_s (~ 1.75), whereas high V_p/V_s (>1.80) are located in the surrounding zones (**Fig. 5**).

Because these features are observed everywhere in the study region, they can be considered as a main characteristic of the forearc in Central Chile. Therefore, the downward prolongation of the ramp into the mantle should be determined by the existence of rheological discontinuities within the lithosphere near the plate interface.

6. Yield Strength Envelope analysis

The strength of the continental lithosphere is controlled by its depth-dependent rheological structure, which in turn depends on the thickness and composition of crustal layers, the thickness of the lithospheric mantle, the temperature structure, the strain rate, and the presence or absence of fluids (e.g., *Carter and Tsenn* [1987]; *Kirby and Kronenberg* [1987]; *Burov and Diament* [1995, 1996]; *Cloetingh et al.* [2005]).

In order to analyze the rheological control on the ramp-flat structure, we constructed four 1D columns of compressional yield strength envelopes (**Fig. 6**). They are based on the 3D lithospheric compositional and geometrical model of *Tassara et al.* [2006] (**Fig. 6a**), a 2D geothermal gradient based on *Oleskevich et al.* [1999] and *Yáñez and Cembrano* [2004] (**Fig. 6b**), and experimental rheological parameters for quartzite (upper-crust), dry-diabase (lower-crust) and wet-dunite (lithospheric mantle) [*Carter and Tsenn*, 1987; *Burov and Diament*, 1995].

Resulting yield strength envelopes (**Fig. 6c**) illustrate that in the western flank of the eastern Principal Cordillera (Column IV), low-viscosity ductile rocks should prevail both between 8 and 20 km depth (upper crust) and between 35 and 60 km depth (lower crust). These low-viscosity ductile zones are confined by three “rigid” (high-strength brittle and/or high-viscosity ductile) layers located between 12 and 3 km depth, between 20 and 35 km depth, and

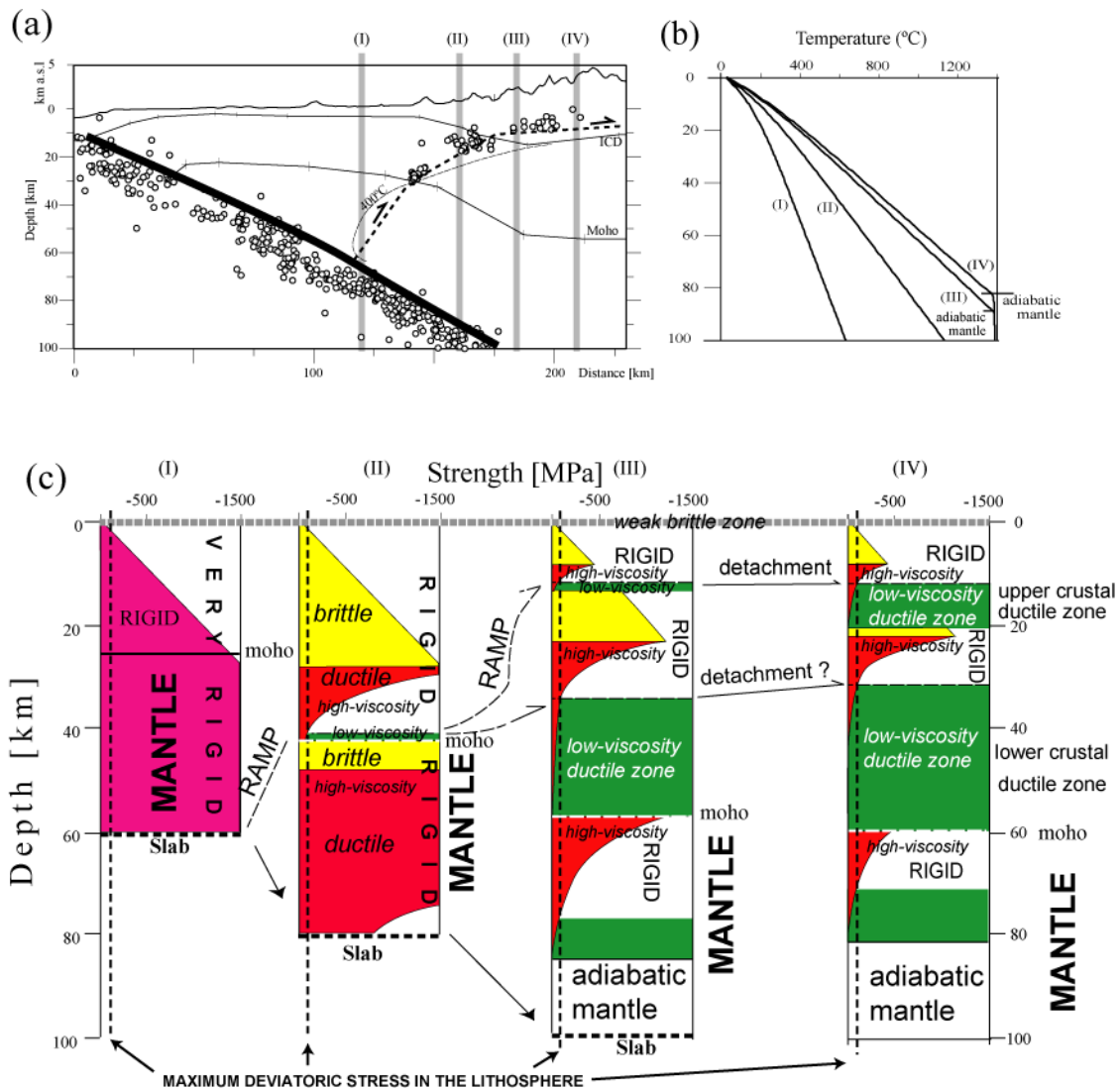


Fig. 6. Compressional yield strength envelopes analysis. (a) Figure 5b used as reference to indicate the location of the columns where yield strength envelopes were calculated. Moho and IntraCrustal density discontinuity (ICD) depth after *Tassara et al. [2006]*. The 400°C isotherm is reported for reference. (b) Geothermal gradient for the four columns used for yield strength envelop calculation. (c) Resulting Yield strength envelopes. Geothermal gradient approximated from *Oleskevich et al. [1999]* and *Yáñez and Cembrano [2004]*. The ICD delimitates an upper crust with quartzite composition ($H=1.9 \times 10^5$ [J mol⁻¹], $A=5 \times 10^{-12}$ [N⁻³m⁶s⁻¹] [*Burov and Diament, 1995*]) from a lower crust with quartz-diorite composition ($H=2.12 \times 10^5$ [J mol⁻¹], $A=5.1 \times 10^{-15}$ [N^{-2.4}m^{5.76}s⁻¹] [*Burov and Diament, 1995*]). Mantle has been considered with a wet dunite composition ($H=4.44 \times 10^5$ [J mol⁻¹], $A=7.94 \times 10^{-17}$ [N^{-3.35}m^{11.22}s⁻¹] [*Carter and Tsenn, 1987*]). Maximum deviatoric compressive stress in the continental lithosphere (~ 100 MPa) according to *England and Molnar [1991]*. Location of columns: (I) is below the Central Depression, (II) is below the western edge of the Principal Cordillera, (III) is below the central Principal Cordillera and (IV) is beneath the Chilean side of the eastern Principal Cordillera.

immediately below the Moho. The geothermal gradient diminishes to the west. Column III (western edge of the central Principal Cordillera) shows that the upper low-viscosity ductile zone wedges out toward the west and disappears beneath the western Principal Cordillera (Column II). This analysis predicts a coupled upper and lower crusts beneath the westernmost Principal Cordillera and Central Depression (Column I). Yield strength envelopes also suggest that the viscosity in the base of the crust would remain small beneath the western edge of the Principal

Cordillera, but further west the crust and the upper mantle would be strongly coupled (Column I). Therefore, the lithospheric forearc west of the Central Depression would be very rigid.

Beneath the Principal Cordillera (columns III and IV), the top of the upper crustal low-viscosity ductile zone is fairly well correlated with the flat segment of the seismic structure (**Fig. 6c**). The western edge of the flat segment correlates well with the western edge of this low-viscosity ductile zone (columns II and III). The ramp segment extends from there downward to the top of the lower crustal low-viscosity ductile zone near the Moho (Column II). This “shift” from an upper to a lower detachment level is coherent with ramp structures, which generally connect weak zones across a more rigid layer (see *Cook and Varsek [1994]*, and references therein). In spite of the lack of direct evidence for the lower ductile zone, the activity of its top as a deep detachment could explain the reactivation of the deep basement structures that controlled the uplift of the Frontal Cordillera in the late Miocene (c.f., *Giambiagi and Ramos [2002]*; *Giambiagi et al. [2003]*).

Yield strength envelopes predict that the rocks located above the detachment beneath the Principal Cordillera should prevail very rigid. However, this zone concentrates abundant seismicity that is normally aligned with some structures observed at the surface. Because this zone has been widely deformed during the Neogene (**Fig. 2b**), it is likely that seismicity in this region is related to the reactivation of older discontinuities and fractures. Indeed, *Charrier et al. [2002, 2005]* proposed that the deformation within the Abanico Formation is mostly related to the inversion of the normal fault that controlled the development of the extensional basin during Eocene-Oligocene times. Likewise, Neogene deformation in the eastern Principal Cordillera and Frontal Cordillera is related to the reactivation of older normal faults as well as faulting along less competent rocks such as gypsum levels [*Giambiagi and Ramos, 2002*; *Giambiagi et al., 2003*]. Therefore, seismicity above the detachment would be related to the reactivation of older structures and discontinuities rather than new formed faults.

7. Integrating seismologic data and surface geology

At depth, the flat structure visualized by seismicity coincides fairly well with the detachment proposed by *Giambiagi and Ramos [2002]* and *Giambiagi et al. [2003]*. In order to analyze the role of this structure on mountain building, we constructed two upper-crustal cross-sections integrating both surface geology and seismicity (**Fig. 7**). These sections display the structure only in the Chilean side of the cordillera: the Argentinean side of the belt has been already studied in detail by *Giambiagi and Ramos [2002]* and *Giambiagi et al. [2003]*. Cross-sections are constrained by down-plug projection of surface structure and its correlation with seismicity, geometrical constraints, and the age of deformation. Despite the precise downward prolongation of some particular faults may be debated, these cross-sections give the general geometry of the major orogen-scale structures, constrained using both surface geology and seismicity.

In the zone where the Abanico basin developed (eastern Coastal Cordillera, western and central Principal Cordillera), the orogen approximately displays a symmetric double-vergency system of faults, preserving a central portion that remains almost non-deformed (**Fig. 7**). A

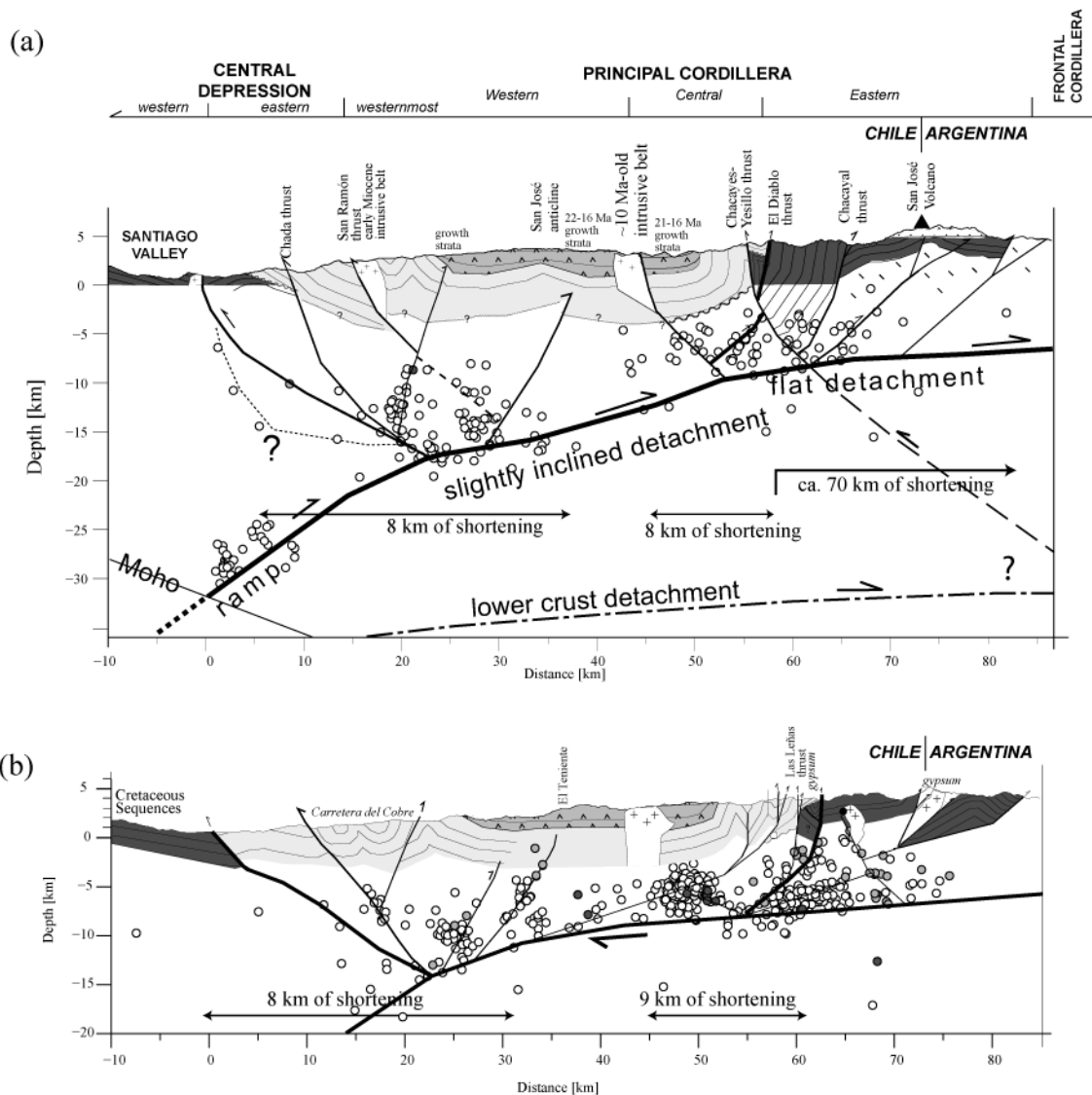


Fig. 7. Structural cross-section and shallow seismicity. (a) Maipo profile (P1 in Fig. 2b) (b) Cachapoal profile (P2 in Fig. 2b). Structural restoration shows that about 16 km of shortening has been accommodated in the segment where the Abanico and Farellones formations crops out. This shortening is distributed almost equitably on both flanks of the former extensional basin.

minimum estimation of shortening in this part of the chain is 16 km ($\sim 20\%$ of the total shortening across the mountain belt, see **Table 1**). At this place, most of the contractional deformation occurred in the lower Miocene, resulting in the inversion of the Abanico basin. Deformation is distributed almost equitably on both flanks, thus, the resulting geometry is consistent with the inversion of an extensional ramp-flat listric fault system [*McClay, 1995*] (**Fig. 7**). During the basin inversion, the eastern Principal Cordillera accommodated ~ 6 km of shortening [*Giambiagi and Ramos, 2002*].

After 16 Ma, shortening ended within Abanico basin migrating eastward. Deformation began in the eastern Principal Cordillera, propagating into the Frontal Cordillera, returning into the eastern Principal Cordillera, and finally migrating to the foreland [*Giambiagi et al, 2003*]. Deformation in the eastern side of the cordillera has been predominantly accommodated by east-

vergent thrusts and related backthrust. Shortening in the eastern Principal Cordillera, Frontal Cordillera, and foreland is ~ 62 km [*Giambiagi and Ramos, 2002*], which represents about 80% of the total shortening across the chain at approximately 33.8°S (see **Table 1**).

In the structural model presented in this work (**Fig. 7**), some faults in the central and eastern Principal Cordillera are not consistent with the eastward tectonic transport of the upper crustal detachment. This is the case of the west-vergent Chacayes-Yesillos fault (**Fig. 7a**), which must be connected to a deeper detachment, likely corresponding to the lower crustal detachment predicted by the yield strength envelopes analysis. Because the Chacayes-Yesillos fault was active during the out-of-sequence thrusting event between 8.5 and 4 Ma [*Fock et al., 2006*], it would be related to the reactivation of the high-angle faults that controlled the block-like uplift of the crystalline basement that forms the Frontal Cordillera [*Giambiagi et al., 2003*].

Considering the timing of deformation, most of the shortening occurs during three major events at 33.8°S (**Table 1**). (1) Abanico basin inversion (~ 16 km of shortening between 22 and 16 Ma, and 6 km of shortening in the eastern Principal Cordillera before 15 Ma), (2) thin-skinned fold-and-thrust belt development in the eastern Principal Cordillera (24 km of shortening between 16 and 8.5 Ma [*Giambiagi and Ramos, 2002*]), and (3) uplift of the Frontal Cordillera (15 km of shortening between 8.5 and 6 Ma) and out-of-sequence thrusting in the central-eastern Principal Cordillera (17 km of shortening between 8.5 and 4 Ma [*Giambiagi and Ramos, 2002*]). The out-of-sequence thrusting event in the eastern Principal Cordillera represents a disruption of the eastward migration of shortening. Shortening migrated eastward along the detachment until the high-angle basement faults rooted in the Frontal Cordillera were reactivated. This reactivation caused the return of the deformation to the axis of the mountain belt as out-of-sequence thrusting (c.f., *Cristallini and Ramos [2000]; Giambiagi et al. [2003]*).

After 4 Ma, shortening migrated to the foreland, accommodating about 6 km of shortening [*Giambiagi and Ramos, 2002*]. In turn, the high Cordillera has not accommodated shortening since that time, but strike-slip deformation is presently reported by seismicity [*Farías et al., 2006*].

Table 1. Shortening* across the Andes at 33.8°S

	First stage 22-15 Ma	Second Stage 15-8.5 Ma	Third Stage 8.5-4 Ma	Four Stage 4-0 Ma	Total
Abanico basin	16 [§]				16
Eastern Ppal. Cord.	6	24	17		47
Frontal Cordillera			15		15
Foreland				6	6
Total	22	24	32	6	84

* Approximated shortening [km]
[§] Estimated in this work. The remaining values according to *Giambiagi and Ramos [2002]*

8. Implications for mountain building in subduction zones

Before 22 Ma, the crustal thickness was moderate (<35 km thick), being approximately uniform beneath both western and eastern flanks of the Abanico basin as suggested by studies on the geochemistry of the basin-related volcanic rocks (e.g., *Fuentes [2004]; Kay et al. [2005]; Muñoz et al. [2006]*). Although both flanks of the Abanico basin had similar initial crustal thickness before inversion and have accommodated a similar amount of shortening, the present-day crust is ~ 20 km thicker below the eastern boundary of the basin (central Principal Cordillera) (**Fig. 8**). This suggests that some of the 4/5 of the total surface shortening of the chain accommodated east of the Abanico basin by east-vergent thrust-systems has been transferred to the west beneath the detachment as a “simple shear mode” (in the sense of *Allmendinger and Gubbels [1996]*). The importance of deep shortening in the western part of the chain is also supported by the fact that most of the surface and rock uplift of the western and central Principal Cordillera occurred between 10 and 4 Ma, even though most of the surface shortening was accommodated before 16 Ma [*Fariás et al., 2007*]. Likewise, the advance to west of the crust beneath the detachment would be opposed by the increasing rigidity of the lithosphere in the forearc (**Fig. 6**). This opposition seems to be evidenced by the seismic cluster located in the ramp immediately above the Moho (**Fig. 8**).

A major east-vergency ramp-flat structure, whose geometry is also controlled by the rheology of the continental plate, has been already proposed for the Northern Chile margin by *Fariás et al. [2005]* and *Tassara [2005]* based on the works of *Isacks [1988]* and *Lamb et al. [1997]*, among others. These authors proposed that this structure would be connected to the detachment fault that prolongs through the Altiplano to the Eastern Cordillera and Subandean zone where most of the shortening has been accommodated [e.g., *McQuarrie, 2002*]. To the west, the ramp encloses upward a rigid forearc acting as a pseudo-indenter that resists the westward advance of the crustal mass located beneath the detachment. It results in crustal thickening in the Precordillera and Western Cordillera, in a zone where the surface shortening has been moderate and essentially older than uplift [e.g., *García, 2002; Victor et al., 2004; Fariás et al., 2005; Hock et al., 2007; Riquelme et al., 2007*].

The east-vergent ramp emerging from the interplate contact area has been visualized at different latitudes along the margin, intersecting the slab approximately at the same depth (~ 60 km). Hypocentral location of earthquakes within the overriding plate show that such a structure is active at 19°S [*Comte et al., 1999; David et al., 2002*] and 27°S [*Comte et al., 2002; Pardo et al., 2002*], and seismic images visualize a strong west-dipping reflector immediately above the slab at ~ 38°S [*Gross et al., 2007*].

If the intersection of the ramp with the slab is actually located everywhere at similar depths in the Chilean forearc, it is likely that this structure is controlled by processes directly related to the subduction factory. In fact, this intersection coincides with the deepest limit of the seismogenic contact along the Chilean subduction zone (i.e, along which thrust interplate earthquakes occur; *Suarez and Comte [1993]; Fig. 8*). In addition, the continental mantle in this zone presents sharp variations on V_p and V_p/V_s (**Fig. 5**), which are probably related to mantle serpentinization because the referred intersection also coincides with the 400°-500°C isotherm (**Fig. 6 and 8**), which is upper limit of serpentinite stability [*Carlson and Miller, 2003*].

(a) Immediately before basin inversion at ca. 22 Ma

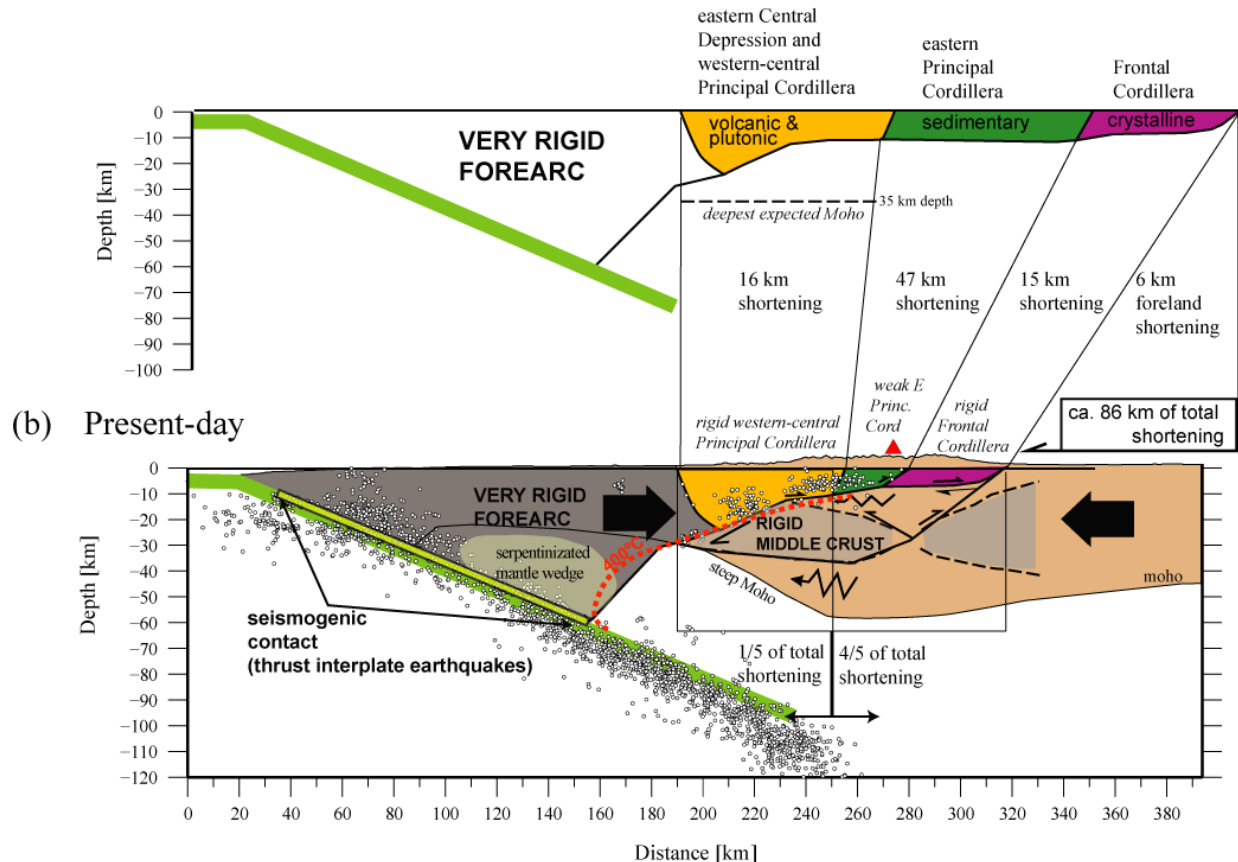


Fig. 8. Model for crustal growth and the relevance of the ramp-detachment structure at approximately 33°50'S. (a) Initial setting before shortening at 22 Ma. (b) Present-day crustal configuration. Shortening in the eastern Principal Cordillera, Frontal Cordillera, and foreland after *Giambiagi and Ramos [2002]*. Moho depth after *Tassara et al. [2006]*. 400°C isotherm based on *Oleskevich et al. [1999]* and *Yáñez and Cembrano [2004]*.

Empirical relationships between the degree of mantle serpentinization and V_p [*Carlson and Miller, 2003*] predict that the observed discontinuity would correspond to a change from ~0% to 20% of serpentinization at the conditions of pressure-temperature expected for that zone. In addition, the high V_p/V_s ratios observed at shallower depths than 60 km in the mantle wedge (**Fig. 5**) are also consistent with serpentinization (e.g., *Kamiya and Kobayashi [2000]*).

It is clear that an important shift on the mechanic behavior along the interplate contact occurs in the intersection of the ramp with the slab at nearly 60 km depth, which seems to be controlled by the thermal state. Following *Lamb and Davis [2003]* and *Lamb [2006]*, the stress produced by the plate convergence is mostly transferred to the overriding plate along the seismogenic interplate contact (**Fig. 8**). Likewise, *Tassara [2005]* proposed that the rigid behavior of the forearc (which is also strongly coupled with the slab) would promote more effectively the stress transfer to the continent. In this context, the ramp structure would not only control the strain transfer, but also delimitate upward the rocks that transmit part of the plate convergence forces toward the continental lithosphere, thus primarily controlling mountain building.

Based on the evidence presented in this work, the ramp-detachment structure seems to be the first-order feature controlling the transference of strain and stress from the subduction zone to the mountain belt not only in the Andes of Central Chile, but also probably along the entire Andean margin. Because this structure should be strongly controlled by the subduction factory processes, it is likely that the model presented in this work holds for other mountain belts formed in a subduction regime.

9. Conclusions

Using the seismicity recorded in Central Chile by permanent and temporary networks, we performed a 3D tomography inversion that led to the relocalization of the most reliable hypocenters. We showed the presence of a crustal-scale ramp-flat structure that connects the subduction zone at ~ 60 km depth with the mountain belt at ~ 10 km. The flat segment crosses the entire mountain belt and correlates with the east-vergent detachment that accommodated most of the upper crustal shortening during the Neogene mountain building.

Geological cross-sections show that in the Chilean side of the belt, upper-crustal shortening was much smaller than in the Argentinean fold-and-thrust belts (1/5 versus 4/5 of the total shortening). In the western part of the Central Chile Andes, surface shortening does explain neither the present-day crustal thickness nor the uplift of this side of the mountain belt. In fact, most of the Neogene crustal thickening and uplift of the western part of the Central Chile Andes would result from the shortening accommodated beneath the detachment.

Despite huge latitudinal contrasts in the morphological and tectonic evolution of the Chilean Andes, a similar general lithospheric structural scheme in which a major east-vergent fault system emerges from the interplate contact area at ~ 60 km depth and controls the structuration of the Andes has been proposed for Northern Chile. Inferences made on the south-central Chile region also suggest such a structure there. The intersection of the ramp with the slab coincides with the deepest limit of the seismogenic interplate contact. It is also marked by sharp variations in the overriding mantle seismic velocities that can be interpreted as a result of serpentinization of the lithospheric mantle wedge. Thus, we suggest that the subduction factory strongly controls the tectonic behavior of the forearc, producing the weak zones in which strain is transferred to the mountain range from the plate interface. The major east-vergent ramp delimitates upward rigid rocks that transmit part of the plate convergence forces toward the continental lithosphere.

This model suggests that the east-vergent ramp-flat structure is the first-order structure in the Andean mountain belt orogeny. Because this structural architecture is strongly controlled by the subduction factory, this model might be potentially applicable to other subduction margins. Hence, this architecture should be considered in models of the relationship between subduction processes and the overriding plate deformations.

Acknowledgements

This work was funded by FONDECYT grant N° 1030965 and N°1070279, Bicentennial Program in Science and Technology grant ANILLO ACT N° 18, INSU grant “Relief de la Terre. Impact du climat sur la dynamique du relief des Andes: quantification et modélisation”, and a IRD doctoral grant to M. Farías. The authors particularly recognize the labor made by the Seismologic Survey at the University of Chile. We acknowledge Steven Roecker for providing the SPHREL90/SPHYFIT programs. Useful discussion with César Arriagada, Mario Pardo, Gérard Hérail, Marcia Muñoz, Muriel Gerbault, Alejandra Reynaldos, and Gonzalo Yáñez helped develop and clarify our ideas. Some figures were made using GMT 4.1 [**Wessel and Smith, 1998**] and GRASS 6.2 (<http://grass.itc.it>) programs. GTOPO30 (<http://edcdaac.usgs.gov/gtopo30/gtopo30.html>), SRTM90 (<http://seamless.usgs.gov>) and the 2-minute gridded ocean bathymetry of **Smith and Sandwell [1997]** topographic and bathymetric data were used in some figures.

References

- Abers, G.A., Roecker, S., 1991. Deep structure of an arc-continent collision: Earthquake relocation and inversion for upper mantle P and S wave velocities beneath Papua New Guinea. *J. Geophys. Res.* 96, 6379-6401.
- Allmendinger, R.W., Gubbels, T., 1996. Pure and simple shear plateau uplift, Altiplano-Puna, Argentina and Bolivia, *Tectonophysics* 259, 1-14.
- Barrientos, S., Vera, E., Alvarado, P., Monfret, T., 2004. Cristal seismicity in central Chile. *J. South Amer. Earth Sci.* 16, 759-768.
- Burov, E., Diament, M., 1995. The effective elastic thickness (T_e) of continental lithosphere: what does it really mean? *J. Geophys. Res.* 107, 3905-3927.
- Burov, E., Diament, M., 1996. Isostasy, equivalent elastic thickness, and inelastic rheology of continents and oceans. *Geology* 24, 419-422.
- Carlson, R. L., Miller, D. J., 2003. Mantle wedge water contents estimated from seismic velocities in partially serpentinized peridotites. *Geophys. Res. Lett.* 30, 1250, doi:10.1029/2002GL016600.
- Carter, N.L., Tsenn, M.C., 1987. Flow properties of continental lithosphere. *Tectonophysics* 136, 27-63.
- Carter, W.D., Aguirre, L., 1965. Structural geology of the Aconcagua province and its relationship to the Central Valley Graben, Chile. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 76, 651-664.
- Charrier, R., 1981. Geologie der chilenischen Hauptkordillere zwischen 34° und 34°30' südlicher Breite und ihre tektonische, magmatische und paläogeographische Entwicklung. *Berliner geowiss. Abh (A)* 36, 270pp.
- Charrier, R., Wyss, A.R., Flynn, J.J., Swisher, C.C., Norell, M.A., Zapatta, F., McKenna, C., Novacek, M.J., 1996. New evidence for late Mesozoic-early Cenozoic evolution of the Chilean Andes in the upper Tinguiririca valley (35°S), central Chile. *J. S. Am. Earth Sci.* 9, 393-422, doi:10.1016/S0895-9811(96)00035-1.
- Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J.J., Gans, P., Kay, S.M., Muñoz, N., Wyss, A.R., Zurita, E., 2002. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°-36°S.L.). *J. S. Am. Earth Sci.* 15, 117-139, doi:10.1016/S0895-9811(02)00009-3.
- Charrier, R., Bustamante, M., Comte, D., Elgueta, S., Flynn, J.J., Iturra, N., Muñoz, N., Pardo, M., Thiele, R., Wyss, A.R., 2005. The Abanico Extensional Basin: Regional extension, chronology of tectonic inversion, and relation to shallow seismic activity and Andean uplift. *Neues Jahrb. Geol. P-A.* 236, 43-47.
- Cloetingh, S., Ziegler, P.A., Beekman, F., Andriessen, P.A.M., Hardebol, N., Dèzes, P., 2005. Intraplate deformation and 3D rheological structure of the Rhine Rift System and adjacent areas of the northern Alpine foreland, *Int. J. of Earth Sci.* 94, 758-778, doi:10.1007/s00531-005-0502-3.
- Comte, D., Dorbath, L., Pardo, M., Monfret, T., Haessler, H., Rivera, L., Frogneux, M., Glass, B., Meneses, C., 1999. A double-layered seismic zone in Arica, Northern Chile. *Geophys. Res. Lett.* 26, 1965-1968.
- Comte, D., Haessler, H., Dorbath, L., Pardo, M., Monfret, T., Lavenu, A., Pontoise, B., Hello, Y., 2002. Seismicity and stress distribution in the Copiapo, northern Chile subduction zone using combined on- and off-shore seismic observations. *Phys. Earth and Planet. In.* 132, 197-217.
- Cook, F.A., Varsek, J. L., 1994. Orogen-scale decollements. *Rev. Geophys.* 32, 37-60, doi:10.1029/93RG02515.
- Cristallini, E.O., Ramos, V.A., 2000. Thick-skinned and thin-skinned thrusting in La Ramada fold and thrust belt : Crustal evolution of the High Andes of San Juan, Argentina (32° SL). *Tectonophysics* 317, 205-235.

- Croft, D.A., Flynn, J.J., Wyss, A.R., 2003. Diversification of mesotheriids (Mammalia: Notoungulata: Typotheria) in the middle latitudes of South America. *Journal of Vertebrate Paleontology* 23, 43A.
- David, C., Martinod, J., Comte, D., Hérail, G., Haessler, H., 2002. Intracontinental seismicity and Neogene deformation of the Andean forearc in the region of Arica (18.5°S-19.5°S) (extended abstract). Proc. 5th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG), Toulouse, France.
- Davidson, J., Vicente, J.-C., 1973. Características paleogeográficas y estructurales del área fronteriza de las Nacientes del Teno (Chile) y Santa Elena (Argentina) (Cordillera Principal, 35° a 35°15' de latitud sur). In *Actas V Congreso Geológico Argentino Tomo V*, pp. 11-55.
- England, P., Molnar, P., 1991. Inferences of deviatoric stress in actively deforming belts from simple physical models. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* 337, 151-164.
- Fariás, M., Comte, D., Charrier, R., 2006. Sismicidad superficial en Chile Central: Implicancias para el estado cortical y crecimiento de los Andes Central Australes (extended abstract). Proc. XI Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Chile.
- Fariás, 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.
- Flynn, J.J., Wyss, A.R., Charrier, R., Swisher, C.C., 1995. An Early Miocene anthropoid skull from the Chilean Andes. *Nature* 373, 603-607.
- Flynn, J.J., Wyss, A.R., Croft, D.A., Charrier, R., 2003. The Tinguiririca fauna, Chile: Biochronology, paleoecology, biogeography, and a new earliest Oligocene South American land mammal 'age'. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 195, 229-259.
- Fock, A., Charrier, R., Fariás, M., Muñoz, M., 2006. Fallas de vergencia oeste en la Cordillera Principal de Chile Central: Inversión de la cuenca de Abanico (33°-34°S). *Asociación Geológica Argentina, Serie: Publicación Especial* 6, 48-55.
- Fuentes, F., 2004. Petrología y metamorfismo de muy bajo grado de unidades volcánicas Oligoceno-Miocenas en la ladera occidental de los Andes de Chile Central (33°S). Ph.D. dissertation, Departamento de Geología Universidad de Chile, Santiago, Chile.
- García, M. 2002. Evolution Oligo-Miocéne de l'Altiplano Occidental (Arc et Avant-Arc du Nord Chili, Arica). Ph.D. Dissertation, Université Joseph Fourier, Grenoble, France.
- Giambiagi, L. B., Ramos, V. A., 2002. Structural evolution of the Andes between 33°30' and 33°45' S, above the transition zone between the flat and normal subduction segment, Argentina and Chile. *J. S. Am. Earth Sci.* 15, 99-114, doi:10.1016/S0895-9811(02)00008-1.
- Giambiagi, L.B., Ramos, V.A., Godoy, E., Alvarez, P.P., Orts, S., 2003. Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes, between 33° and 34° south latitude. *Tectonics*, 22, 1041, doi:10.1029/2001TC001354.
- Godoy, E., Yáñez, G., Vera, E., 1999. Inversion of an Oligocene volcano-tectonic basin and uplift of its superimposed Miocene magmatic arc, Chilean central Andes: First seismic and gravity evidence. *Tectonophysics* 306, 217-326, doi:10.1016/S0040-1951(99)00046-3.
- Gripp, A.E., Gordon, R.G., 2002. Young tracks of hotspots and current plate velocities. *Geophys. J. Int.* 150, 321-361.
- Gross, K., Buske, S., Shapiro, S., Wigger, P., 2007. Seismic imaging of the subduction zone in southern central Chile (abstract). Proc. 20th Colloquium on Latin American Earth Science, Kiel, Germany.
- Gutscher, M.A., Maury, R., Eissen, J.P., Bourdon, E. 2000. Can slab melting be caused by flat subduction? *Geology* 28, 535-538.
- Hoke, G.D., Isacks, B.L., Jordan, T.E., Blanco, N., Tomlinson, A.J., Ramezani, J., in press. Geomorphic evidence for post-10 Ma uplift of the western flank of the Central Andes 18°30'-22°S. *Tectonics*, doi:10.1029/2006TC002082.
- Isacks, B.L., 1988. Uplift of the Central Andean Plateau and bending of the Bolivian Orocline. *J. Geophys. Res.* 93, 3211-3231.
- Kamiya, S., Kobayashi, Y., 2000. Seismological evidence for the existence of serpentinized wedge mantle. *Geophys. Res. Lett.* 27, 819-822
- Kay, S.M., Mpodozis, C., Ramos, V.A., Munizaga, F., 1991. Magma source variations for mid-late Tertiary magmatic rocks associated with a shallowing subduction zone and thickening crust in the central Andes. *Geol. Soc. Am. Special Paper* 265, 113-137.
- Kay, S.M., Godoy, E., Kurtz, A., 2005. Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 117, 67-88.
- Klein, F.W., 1978. Hypocenter location program HYPOINVERSE. U.S. Geol. Surv., Open-File Rep. 78-694.
- Kono, M., Fukao, Y., Yamamoto, A., 1989. Mountain building in the Central Andes. *J. Geophys. Res.* 94, 3891-3905, doi:10.1029/88JB03954.

- Lamb, S., 2006. Shear stresses on megathrusts: Implications for mountain building behind subduction zones. *J. Geophys. Res.* 111, B07401, doi:10.1029/2005JB003916.
- Lamb, S., Davis, P., 2003. Cenozoic climate change as a possible cause for the rise of the Andes. *Nature* 425, 792-797.
- Lamb, S., Hoke, L., Kennan, L., Dewey, J., 1997. Cenozoic evolution of the central Andes in Bolivia and northern Chile. In: Burg, J.-P., and Ford, M. (Eds.), *Orogens through time*, Geol. Soc. Spec. Publ. 121, pp. 237-264.
- Legrand, D., Delouis, B., Dorbath, L., David, C., Campos, J., Marquéz, L., Thompson, J., Comte, D., 2007. Source parameters of the Mw=6.3 Aroma crustal earthquake of July 24, 2001 (northern Chile), and its aftershock sequence. *J. S. Am. Earth Sci.* 24, 58-68.
- Levi, B., Aguirre, L., Nyström, J., Padilla, H., Vergara, M., 1989. Low-grade regional metamorphism in the Mesozoic-Cenozoic volcanic sequences of the Central Chile. *Journal of Metamorphic Petrology* 7, 487-495.
- McClay, K.R., 1995. The geometries and kinematics of inverted fault systems: a review of analogue model studies. In Buchanan, P.G. (eds), *Basin Inversion*, Geological Society Special Publication 88, 97-118.
- McQuarrie, N., 2002. The kinematic history of the central Andean fold-thrust belt, Bolivia: implications for building a high plateau. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 114, 950-963.
- Muñoz, N., Charrier, R., 1996. Uplift of the western border of the Altiplano on a west-vergent thrust system, northern Chile. *J. S. Am. Earth Sci.* 9, 171-181.
- Muñoz, M., Fuentes, F., Vergara, M., Aguirre, L., Nyström, J.O., Féraud, G., Demant, A., 2006. Abanico East Formation: Petrology and geochemistry of volcanic rocks venid the Cenozoic arc front in the Andean Cordillera, central Chile (33°50'S). *Rev. Geol. Chile* 33, 109-140.
- Nur, A., Ben-Avraham, Z., 1981. Volcanic gaps and the consumption of aseismic ridges in South America. *Mem. Geol. Soc. Amer.* 154, 729-740.
- Oleskevich, D.A., Hyndman, R.D., Wang, K., 1999. The updip and downdip limits to great subduction earthquakes: Thermal and structural models of Cascadia, south Alaska, SW Japan, and Chile. *J. Geophys. Res.*, 104, 14,965-14,992.
- Pardo, M., Comte, D., Monfret, T., 2002. Seismotectonic and stress distribution in the central Chile subduction zone. *J. S. Am. Earth Sci.* 15, 11-22, doi:10.1016/S0895-9811(02)00003-2.
- Pérez-Gussinyé, M., Lowry, A.R., Watts, A.B., 2007. Effective elastic thickness of South America and its implications for intracontinental deformation. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 8, Q05009, doi:10.1029/2006GC001511.
- Pilger, R.H., 1981. Plate reconstruction, aseismic ridges, and low angle subduction beneath the Andes. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 92, 448-456.
- Rauld R., Vargas, G., Armijo, R., Ormeño, A., Valderas, C., Campos, J., 2006. Cuantificación de escarpes de falla y deformación reciente en el frente cordillerano de Santiago (extended abstract). *Proc. XI Congreso Geológico Chileno*, Antofagasta, Chile.
- Riquelme, R., Hérail, G., Martinod, J., Charrier, R., Darrozes, J., 2007. Late Cenozoic geomorphologic signal of Andean forearc deformation and tilting associated with the uplift and climate changes of the Southern Atacama Desert (26°S-28°S). *Geomorphology* 86, 283-306, doi:10.1016/j.geomorph.2006.09.004.
- Roecker, S.W., Sabitova, T.M., Vinnik, L.P., Burmakov, Y.A., Golvanov, M.I., Mamatkanova, R., Munirova, L., 1993. Three-dimensional elastic wave velocity structure of the western and central Tien Shan. *J. Geophys. Res.* 98, 15779-15795.
- SEGEMAR, 1997. Mapa Geológico de la República Argentina escala 1:2 500 000. Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires, Argentina.
- SERNAGEOMIN, 2002. Mapa Geológico de Chile, escala 1:1 000 000. Map M61, Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Chile.
- Smith, W.H.F., Sandwell, D.T., 1997. Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science* 277, 1956-1962.
- Suarez, G., Comte, D., 1993. Comment on "Seismic coupling along the Chilean subduction zone" by B.W. Ticherlaar and L.R. Ruff. *J. Geophys. Res.* 98, 15825-15828.
- 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. *J. Geophys. Res.* 111, B09404, doi:10.1029/2005JB003976.
- Tassara, A., Swain, C., Hackney, R., Kirby, J., 2007. Elastic thickness of South America estimated using wavelets and satellite-derived gravity data. *Earth Planet. Sci. Lett.* 253, 17-36, doi:10.1016/j.epsl.2006.10.008.
- Thiele, R., 1980. Hoja Santiago, Región Metropolitana. Carta Geológica de Chile 39, Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Chile.
- Thierer, P.O., Flüh, E.R., Kopp, H., Tilmann, F., Comte, D., Contreras, S., 2005. Local earthquake monitoring offshore Valparaíso, Chile. *Neues Jahrb. Geol. P-A.*, 236, 173-183.

- Thomas, H., 1958. Geología de la Cordillera de la Costa entre el Valle de la Ligua y la Cuesta de Barriga. Boletín Instituto de Investigaciones Geológicas 2, Santiago.
- Uyeda, S., Kanamori, H., 1979. Back-arc opening and the mode of subduction. *J. Geophys. Res.* 84, 1049-1061.
- Vergara, M., Levi, B., Villarroel, R., 1993. Geothermal-type alteration in a butial metamorphosed volcanic pile, Central Chile. *Journal of Metamorphic Geology* 11, 449-454.
- Vergés, J., Ramos, V.A., Meigs, A., Cristallini, E., Bettini, F.H., Cortés, J.M., 2007. Crustal wedging triggering recent deformation in the Andean thrust front between 31°S and 33°S: Sierras Pampeanas-Precordillera interaction. *J. Geophys. Res.* 112, B03S15, doi:10.1029/2006JB004287.
- 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, TC4004, doi:10.1029/2003TC001519.
- Wessel, P., Smith, W.H.F., 1998. New, improved version of the Generic Mapping Tools released. *EOS Trans. AGU* 79, 579.
- Wyss, A.R., Norell, M.A., Flynn, J.J., Novacek, M.J., Charrier, R., McKenna, M.C., Frassinetti, D., Salinas, P., Meng, J., 1990. A new early Tertiary mammal fauna from central Chile: Implications for stratigraphy and tectonics. *Journal of Vertebrate Paleontology* 10, 518-522.
- Yáñez, G., Cembrano, J., 2004. Role of viscous plate coupling in the late Tertiary Andean tectonics. *J. Geophys. Res.* 109, B02407, doi:10.1029/2003JB002494.
- Yáñez, G., Ranero, C.R., von Huene, R., Díaz, J., 2001. Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (32°-34°S): the role of the Juan Fernández Ridge in the late Tertiary evolution of the margin. *J. Geophys. Res.* 106, 6325-6345.

II-2.3. Cinemática actual en los Andes de Chile Central

En las secciones anteriores (II-2.1 y 2.2) se ha mostrado cómo la deformación contractiva habría construido la cadena en esta región andina. Sin embargo, *Giambiagi and Ramos* [2002] y *Giambiagi et al.* [2003] propusieron que a partir de ~ 4 Ma, el acortamiento migró hacia el antepaís, lo que queda de manifiesto por una serie de cuerpos intrusivos que sellaron las estructuras que participaron del evento de cabalgamientos fuera-de-secuencia y las responsables del alzamiento de la Cordillera Frontal. Con el fin de comprender la cinemática actual en la cordillera, se presenta a continuación un estudio sobre el terremoto del 28 de Agosto de 2004 ($M_w=6.5$) y su relación con la cinemática en la Cordillera Principal. Este análisis se basa en los mecanismos focales determinados por *Harvard Centroid Moment Tensor Catalog* (ó simplemente *Harvard CMT*). Los hipocentros relacionados a este terremoto fueron relocalizados mediante el modelo de velocidades mostrado en la sección II-2.2. Además, la red información sismológica fue mejorada con los registros obtenidos por la instalación de dos estaciones portátiles en las cercanías del epicentro del sismo principal.

II-2.3.1. El sismo del 28 de Agosto de 2004

El evento del 28 de Agosto de 2004 ($M_w=6.5$) ocurrió en el curso superior del río Teno muy cerca del volcán Planchón (Figura II-6). La distribución de réplicas se extendió verticalmente a lo largo de una traza de orientación NNE-SSW de aproximadamente 33 km de largo y 10-15 km de profundidad desde la superficie. Esta distribución coincide con una de las soluciones del mecanismo focal determinado por Harvard CMT (Figura II-6). Este mecanismo tiene una solución de orientación NNE-SSW de rumbo dextral. Así mismo, la distribución hipocentral sugiere que la ruptura ocurrió a lo largo del sistema de fallas asociado con la falla El Fierro debido a la cercanía a este sistema estructural.

La secuencia de réplicas muestra una clara propagación hacia el norte: un cluster de sismos se localizó en la frontera con Argentina aproximadamente 50 km al NNE del epicentro del sismo principal (Figura II-6). 16 días después del sismo principal (i.e, el 12 de Septiembre de 2004), un evento de magnitud $M_w=5.6$ ocurrió aproximadamente 125 km al NNE del evento del 28 de Agosto. Este evento tuvo un mecanismo focal compresivo cuyas soluciones tienen rumbo NW-SE. La sismicidad concentrada en torno a los epicentros de estos dos eventos, continuó hasta aproximadamente fines de octubre de 2004.

Tanto la propagación hacia el norte de la zona de ruptura relacionada al evento principal, el establecimiento de un cluster 25 km más al NNE, así como la ruptura del 12 de Septiembre de 2004 aún más al norte, siempre siguiendo la traza de la falla El Fierro, sugieren que el evento principal se propagó de acuerdo con el mecanismo de rumbo dextral sugerido por Harvard CMT. Sin embargo, el análisis de la variación del stress de Coulomb para una estructura de orientación similar a la de la ruptura del 12 de Septiembre (Figura II-7) indica que dicha variación fue prácticamente nula, por lo que los cambios en el campo de esfuerzos producido por el evento del 28 de Agosto no puede explicar ni la propagación ni el gatillado del evento del 12 de Septiembre.

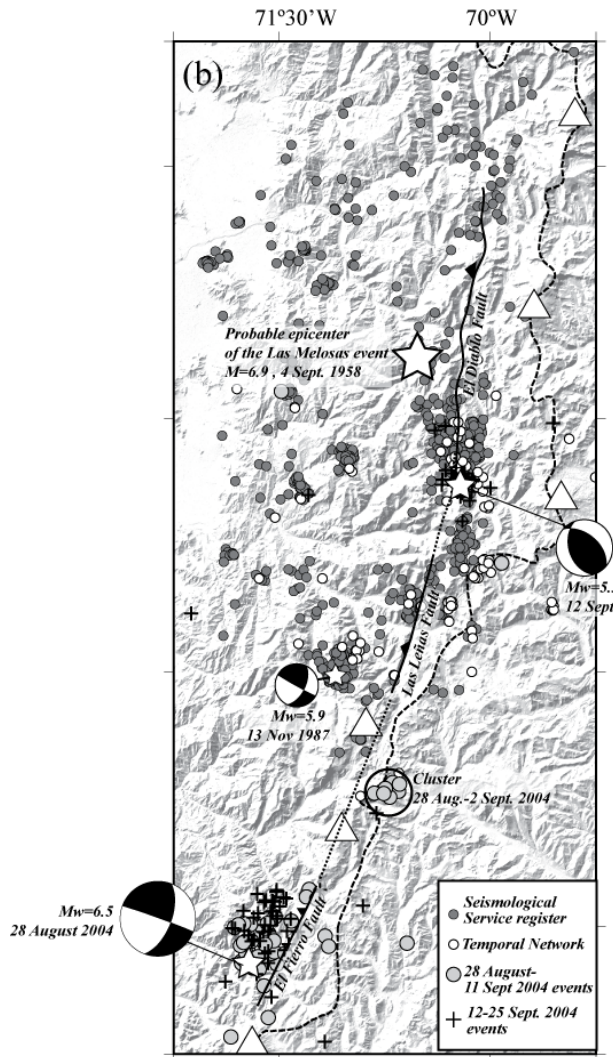


Figura II-6. Secuencia de sismos superficiales relacionados con el evento Mw=6.5 del 28 de Agosto de 2004.

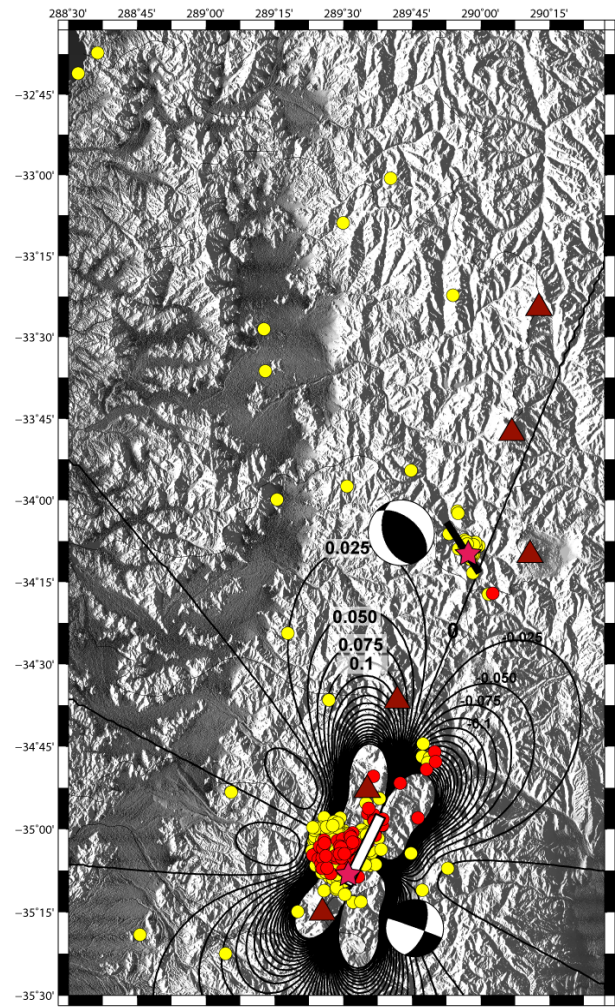


Figura II-7. Variación del stress de Coulomb producido por el evento del 28 de Agosto de 2004 calculado para una falla de orientación NW-SE inversa de vergencia al norte (similar a la ruptura del 12 de Septiembre). Variaciones en [bar].

II-2.3.2. Discusión

II-2.3.2.1. Cinemática regional en la Cordillera Principal

Los mecanismos focales determinados por Harvard CMT para los 4 eventos localizados en la Cordillera Principal desde 1980 muestran soluciones de rumbo similares (N-S dextral; Figura II-8, Tabla II-1), exceptuando el mecanismo asociado con el 12 de Septiembre de 2004. Esto sugiere que el régimen actual de la Cordillera Principal correspondería a una cinemática predominantemente de rumbo dextral con un avance del antearco hacia el norte, aun cuando existen determinaciones focales que muestran otras soluciones (tanto normales como inversas) para sismos de menor magnitud [Barrientos *et al.*, 2004; Pardo *et al.*, 2006]. No obstante ello, existen dos mecanismo focales (a y b en Figura II-8) que no se presentan paralelos al orógeno;

ello podría relacionarse a un leve cambio en la curvatura del orógeno en las cercanías del volcán Tupungatito. Considerando que los mecanismos de rumbo corresponden a sismos de magnitudes M_w entre 5.2 y 6.5, la energía relacionada con ellos debería exceder en varios órdenes de magnitud la acumulada por la microsismicidad sobre la cual fueron calculados los otros mecanismos [c.f., *Barrientos et al.*, 2004]. Por lo tanto, resulta aún más válido plantear que la cinemática en la Cordillera Principal responde predominantemente a movimientos transcurrentes, mientras que los mecanismos de otro tipo probablemente corresponden a acomodados post- e inter-sísmicos.

En efecto, lo anterior parece sustentarse con las observaciones geológicas, ya que de acuerdo con *Giambiagi and Ramos* [2002] y *Giambiagi et al.* [2003], el acortamiento en la cadena migró al oeste hace cuatro millones de años, aproximadamente. Más aún, de acuerdo con evidencias morfológicas, la cordillera dejó de alzarse aproximadamente en este tiempo luego de un alzamiento de superficie rápido de gran magnitud que elevó la cordillera en más de 2 km en 2 a 4 millones de años (ver *Farias et al.* [en prensa] en sección III-2.1).

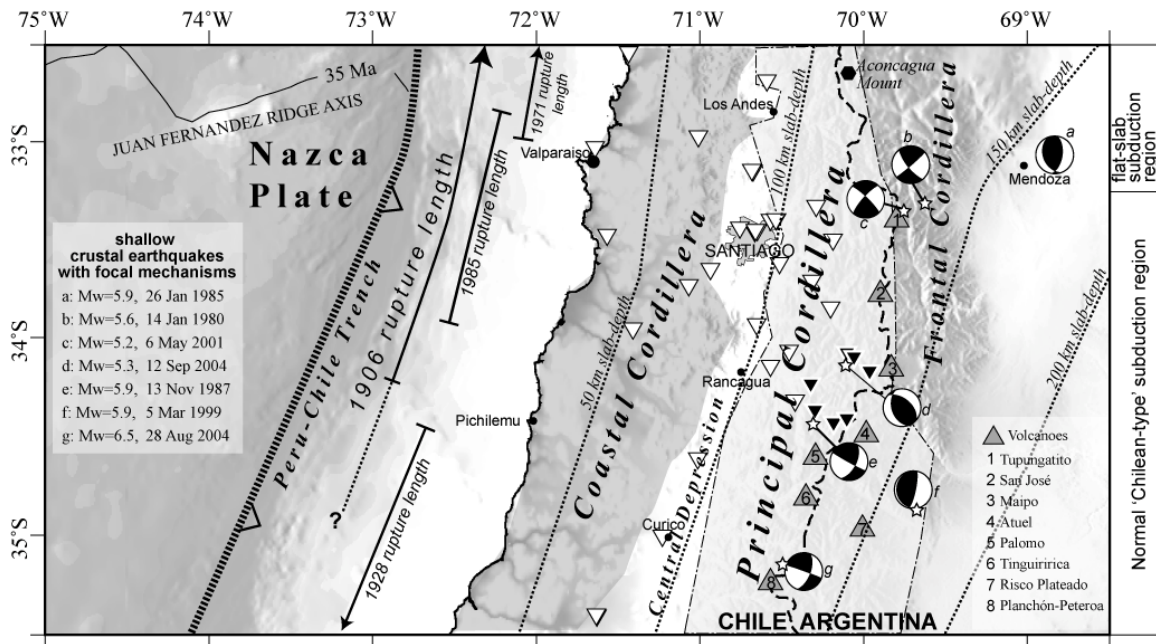


Figura II-8. Mapa con los mecanismos focales determinados por Harvard CMT desde 1980 a 2004. Todos los sismos tienen magnitudes mayores a 5.2. Puede observarse que sólo dos eventos tuvieron mecanismo relacionados con movimientos verticales (*a* y *f*), mientras que los eventos en la cordillera misma son todos *strike-slip*.

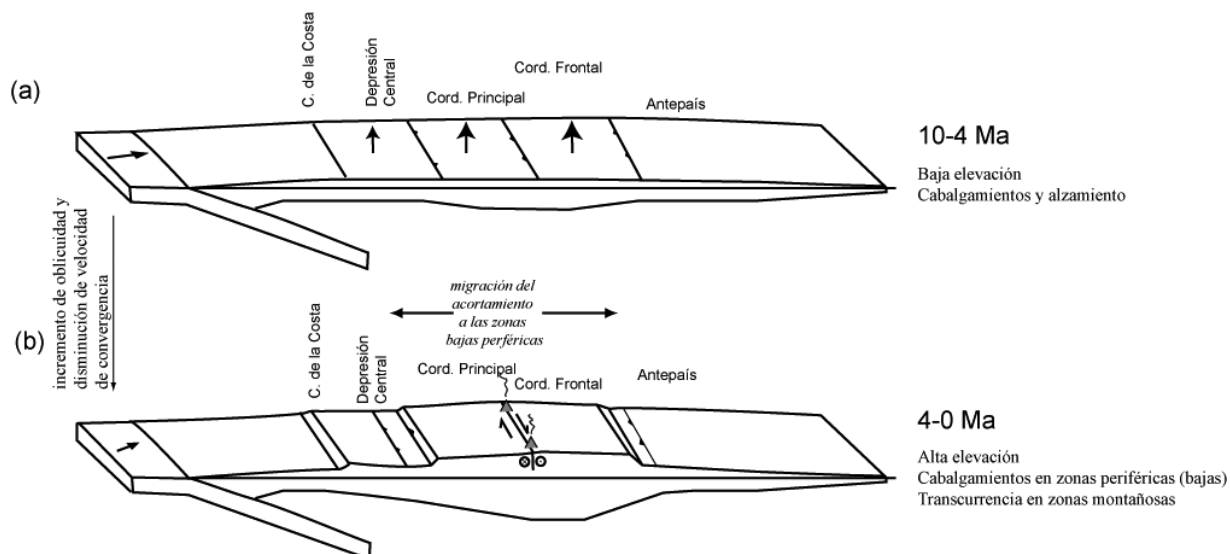


Figura II-9. Modelo de evolución cinemática en la alta cordillera de Chile Central. (a) A ~ 10 Ma, la elevación era muy reducida, por lo cual ella no oponía mayor resistencia a la contracción. (b) Al finalizar el evento de fallas fuera-de-secuencia, la cordillera ha alcanzado una elevación tal que opone resistencia al acortamiento, induciendo la migración del acortamiento a las zonas periféricas. Además, en esta etapa se favorecen los movimientos laterales (transcurrencia) en las zonas altas por la disminución y mayor oblicuidad de la convergencia de placas. Además, la presencia del arco volcánico facilita la deformación en dicha zona.

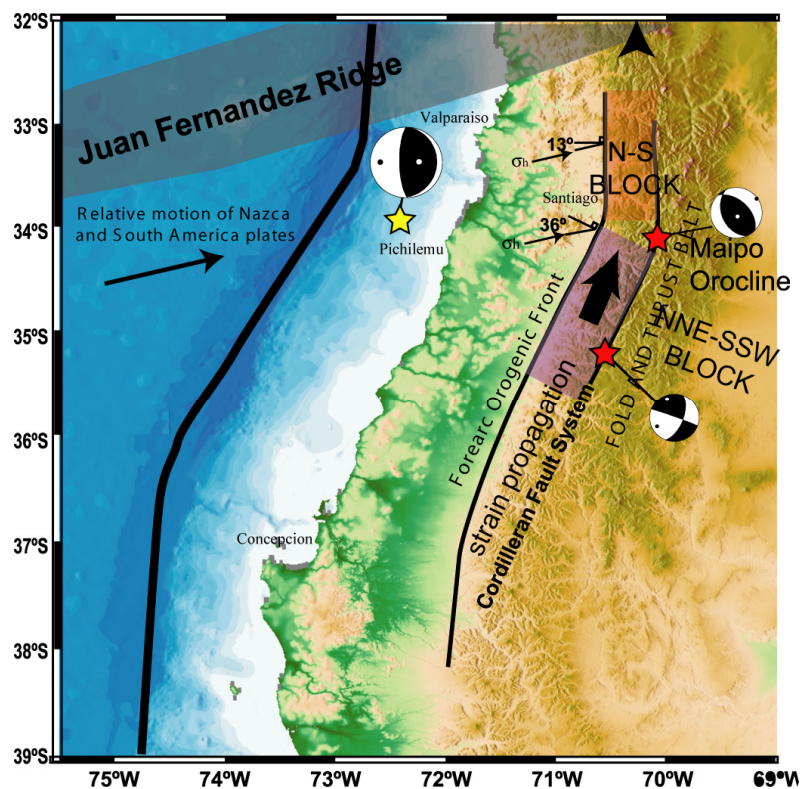


Figura II-10. Modelo de la cinemática actual en los Andes de Chile Central que explica el mecanismo focal del sismo del 12 de Septiembre de 2004.

Una forma de explicar el comportamiento transcurrente que dominaría la cinemática a partir de 4 Ma hasta hoy sería a partir de los cambios en el stress deviatorico asociados con el fuerte alzamiento de superficie basado en el modelo de *Dalmayrac and Molnar* [1981] para el Altiplano (ver Figura II-9). En primer lugar, los eventos de cabalgamientos fuera-de-secuencia en la parte oriental y central de la Cordillera Principal y de alzamiento de la Cordillera Frontal ocurrieron cuando la elevación de la cadena era muy baja, lo cual es evidenciado por la peneplanización que sufrió la cordillera antes de este evento. Por lo tanto, una elevación reducida puede sólo oponer poca resistencia al acortamiento. Contrariamente, cuando la cordillera alcanzó elevaciones mayores, muy similares a las actuales, aproximadamente a 4 Ma [*Fariás et al.*, in press], la oposición al stress horizontal (producido por el stress asociado a la elevación de la cordillera) se habría incrementado lo suficiente para impedir el acortamiento dentro de la cadena, obligando, de este modo, la migración hacia zonas más débiles reológicamente y de menor elevación como lo es el antepaís mendocino, y probablemente induciendo movimientos verticales en la Depresión Central como los propuestos por *Pardo et al.* [2006] bajo la depresión de Santiago (Figura II-9). Este proceso habría determinado que dentro de la cordillera solamente ocurrieran no más de 100 m de alzamiento de superficie desde 2.3 Ma (*Fariás et al.* [en prensa]), lo cual es posible que haya ocurrido debido a la descarga de material producto de la respuesta erosiva al alzamiento [*Fariás et al.*, en prensa].

Alternativamente, es posible que este proceso haya sido acentuado por un incremento en la oblicuidad de la convergencia de placas respecto del rumbo regional del orógeno y de los sistemas de fallas cordilleranos (el cual es $\sim 30^\circ$ en el presente; Figura II-10), por la debilidad mecánica asociada con los arcos volcánicos, así como por una disminución en la tasa de convergencia [*Somoza*, 1998], a pesar de un leve incremento en la velocidad absoluta de Sudamérica [e.g., *Silver et al.*, 1998]. Más aún, a partir de ca. 4 Ma la respuesta erosiva al alzamiento [*Fariás et al.*, in press], así como el inicio de las glaciaciones modernas [*Melnick and Echtler*, 2006] habrían aumentado el grosor del canal de subducción debido al aumento del influjo sedimentario hacia la fosa (Figura II-9). De acuerdo con *Lamb and Davis* [2003], ante mayor cantidad de sedimentos en la fosa, menor será el stress de cizalle en el contacto interplacas, así menor será el stress horizontal traspasado al continente que en última instancia es el responsable del acortamiento.

II-2.3.2.2. ¿Rápida y gran propagación de la deformación asociada al evento del 28 de Agosto de 2004?

Ya previamente se mencionó que la secuencia de sismos que sucedieron al terremoto del 28 de Agosto de 2004 en la región cordillerana del río Teno sugiere que la propagación hacia el norte fue una consecuencia del evento principal, aun cuando las variaciones en el stress de Coulomb fueron casi nulas. Esto sugiere que la propagación de deformación y esfuerzos fue controlada probablemente por otro mecanismo. Aquí se propone que las particularidades reológicas que caracterizan a la falla El Fierro pueden dar indicios de cómo ocurrió este fenómeno.

- (1) A lo largo de la falla El Fierro existen muchos diapiros de yeso extruidos de niveles inferiores de edad Oxfordiana, los cuales afloran en algunas fallas al este de esta estructura.



Figura II-11. Fotografías de la zona de estructuras de orientación NW-SE al sur del sector de la Vuelta del Padre, curso medio del río Maipo en la parte central de la Cordillera Principal.

- (2) A lo largo de la falla El Fierro entre las zonas donde ocurrieron los sismos del 28 de Agosto de 2004 y del 12 de Septiembre de 2004 se emplazan los volcanes Planchón-Peteroa, Tinguiririca, y Palomo.
- (3) La falla el Fierro es un lugar de grandes contrastes lito-reológicos: al oeste, se ubica la rígida Formación Abanico (volcánica-volcanoclástica), mientras que hacia el este afloran secuencias mesozoicas principalmente sedimentarias, las cuales tienen una menor rigidez. Así mismo, esta falla y sus estructuras asociadas, corresponden a una debilidad pre-existente ya que en ella se han acomodado diversos pulsos contractivos durante el Neógeno.

Por lo tanto, la presencia de fluidos y material viscoso, los contrastes reológicos, así como el debilitamiento termal debido a la presencia de volcanes serían los candidatos a ser responsables de la rápida propagación del *strain* hacia el norte de la ruptura principal. Por otro lado, el evento del 12 de Septiembre de 2004 ocurrió justamente en una zona donde el rumbo del orógeno cambia abruptamente de NNE-SSW a N-S. Dado que el mecanismo focal asociado con este segundo evento tiene orientación NW-SE y corresponde a un evento contraccional, es casi directo proponer que el avance del antearco hacia el NNW, facilitado por las condiciones reológicas a lo largo de la falla El Fierro, debería ser opuesto por el bloque norte debido al cambio de rumbo de la estructura (Figura II-10). En efecto, esta cinemática es correlacionable con la deformación registrada por GPS [Allmendinger *et al.*, 2006], la cual muestra acortamiento aproximadamente N-S entre los 34° y 33°S. Más aún, el campo de esfuerzos medido en la mina El Teniente muestra efectivamente una compresión N-S [Lavenu and Cembrano, 1999; McKinnon and Garrido de la Barra, 2003].

Por otro lado, en la zona donde ocurrió el evento del 12 de Septiembre de 2004 se han reportado una serie de estructuras de orientación NW-SE (zona de falla Piuquencillo; Rivera and Cembrano [2000]). Más aún, siguiendo la traza de estas estructuras hacia el NW, durante este trabajo y en Fock [2005] se han reportado un sistema de estructuras contraccionales de

orientación NW-SE (Figura II-11), las cuales están muy localizadas y difieren de la orientación de las estructuras mayores en la zona, las cuales tienen una disposición N-S.

II-3. Conclusiones

La última de las tres etapas globales que se reconocen desde el Proterozoico Superior para el margen continental Chileno se caracteriza por: (1) el desarrollo de cuencas de trasarco hasta el Neocomiano, durante el cual ocurrieron varios eventos de transgresión-regresión, (2) el desarrollo de una discordancia regional hasta aproximadamente 40 Ma, de la cual no se tienen mayores registros estructurales, pero sí sedimentológicos, los cuales sugieren de un evento de denudación que podría relacionarse con alzamiento en la actual cordillera, (3) el desarrollo extensional de la cuenca de Abanico, (4) orogénesis moderna.

Así mismo, la orogénesis moderna se caracteriza por 4 eventos: (1) inversión de la cuenca de Abanico (~ 16 km de acortamiento), (2) desarrollo de la faja plegada y corrida (25 km de acortamiento), (3) Alzamiento de la Cordillera Frontal y desarrollo de cabalgamientos fuera-de-secuencia en el centro y oriente de la Cordillera Principal entre 9-8 y 4 Ma (32 km de acortamiento), y (4) basculamiento hacia el W del orógeno y migración del acortamiento al antepaís y transcurrancia en la cordillera.

Los sistemas de falla que acomodan mayor acortamiento corresponden a fallas inversas de vergencia este, por lo que se puede concluir que el transporte tectónico ha tenido también esa orientación. En este contexto, las fallas de vergencia oeste en el flanco occidental de la Cordillera Principal difieren de esta dinámica, probablemente porque su actividad estuvo controlada por la inversión de la cuenca de Abanico. Así mismo, otras fallas de similar vergencia en la Cordillera Principal Central serían retrocorrimientos. Por otro lado, el alto ángulo de las fallas que controlan la deformación de la cuenca de Abanico serían fallas normales invertidas, situación que es advertida en algunas de estas fallas, las cuales fueron sólo parcialmente invertidas.

El desarrollo de la deformación fue continuamente migrando hacia el este hasta que se comienza a alzar la Cordillera Frontal, momento en el cual la deformación retrocedió a la Cordillera Principal Oriental y Central. Mientras que la migración hacia el este puede explicarse por el aumento de la fricción a lo largo del *detachment* que acomodó el acortamiento debido al aumento del peso del orógeno, el retroceso de la deformación sería una consecuencia de la reactivación de fallas de basamento.

A partir del análisis de la sismicidad superficial bajo la Cordillera Principal se puede visualizar claramente la existencia de un nivel de despegue a aproximadamente 10 km de profundidad, el cual se inclina hacia el oeste de la cordillera (rampa), sumergiéndose en el manto hasta contactar la interfase de placas a aproximadamente 60 km de profundidad. Esta profundidad coincide con el límite inferior del contacto sismogénico y de estabilidad de la serpentinita. El análisis y los resultados obtenidos permiten concluir que la rampa-*detachment* es una estructura fundamental en el traspaso de esfuerzos y deformación hacia el continente desde la zona de subducción, y por lo tanto, es fundamental en la construcción de la cordillera.

CAPITULO III

ORGANIZACIÓN Y EVOLUCIÓN MORFOLOGICA DE LOS ANDES DE CHILE CENTRAL

III-1. Introducción

En el capítulo anterior se mostró como habría sido la evolución estructural en la región de estudio. Este desarrollo fue fundamentalmente constructivo a partir de ~ 22 Ma, constituyendo la corteza que sustenta la alta cadena montañosa de la región. En este capítulo, se analiza cómo evolucionó el paisaje en función al desarrollo estructural expuesta en el capítulo anterior, es decir, cómo los procesos en superficie han llevado a la degradación y modelación de la morfología que caracteriza actualmente la región.

Este capítulo consta de una primera sección (artículo en prensa) que analiza cómo se alzó la cordillera hasta su elevación actual y cómo respondió el paisaje a este alzamiento mediante la organización de las redes de drenaje. La segunda sección analiza específicamente cómo dentro del contexto de desarrollo morfológico se formó la Depresión Central. El análisis de esta segunda sección consta de dos partes; la primera se enfoca en la construcción de un modelo conceptual a partir de la geología y geomorfología de la zona, mientras que la segunda corresponde a un análisis numérico del desarrollo del Valle Central, el cual puede ser aplicado para entender la evolución de la Depresión Central en el norte de Chile.

III-2. La respuesta erosiva al alzamiento de superficie en los Andes de Chile Central

III-2.1. Artículo: “Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of Central Chile (33°-35°S)”.

Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of Central Chile (33°-35°S)*

Marcelo Farías^{1,2,3*}, Reynaldo Charrier¹, Sébastien Carretier², Joseph Martinod²,

Andrés Fock^{1,4}, David Campbell¹, Joaquín Cáceres¹, and Diana Comte³.

1. Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, Chile

2. Laboratoire de Mécanismes et Transferts en Géologie (LMTG). IRD, CNRS, Université de Toulouse, Toulouse, France

3. Departamento de Geofísica, Universidad de Chile, Santiago, Chile

4. SQM SALAR S.A., Antofagasta, Chile

* Corresponding author: mfarias@dgf.uchile.cl

Keywords: incision; high-elevated peneplains, knickpoint retreat; stream-power law, mountain building, Central Chile Andes, fission-track ages.

Index Terms: 8175 Tectonophysics: Tectonics and landscape evolution; 8108 Tectonophysics: Continental tectonics: compressional; 1825 Hydrology: Geomorphology: fluvial (1625); 1815 Hydrology: Erosion; 8170; 9360 Geographic location: South America; 9604 Information related to geologic time: Cenozoic

* Farías, M., R. Charrier, S. Carretier, J. Martinod, A. Fock, D. Campbell, J. Cáceres, and D. Comte (2007), Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of Central Chile (33°-35°S), *Tectonics*, doi:10.1029/2006TC002046, in press. (accepted 4 October 2007)

Abstract

We address the question of the late Cenozoic geomorphological evolution of the Central Chile Andes (33-35°S), using uplift markers, river incision, previous and new ages of volcanic bodies and new fission-track ages. The uplift markers consist of relicts of high-elevated peneplains that evidence > 2 km of regional surface uplift lasting ~ 2 m.y. with variable amount along an EW transect. The eastern Coastal Cordillera was uplifted 1.5-2.1 km at 33-34°S and < 1 km at 35°S, the western Principal Cordillera ~ 2 km, and the central-eastern Principal Cordillera > 2.5 at 33°45'S and ~ 1.5 km at 34°30'S. Erosional response to uplift was characterized by the retreat of a sharp knickpoint with celerities between 10 and 40 mm·yr⁻¹. Extrapolation using a stream-power law shows that uplift began shortly before 4 Ma or at 10.5-4.6 Ma (7.6 Ma central age) depending on the morphostructural units involved. The first alternative implies simultaneous uplift of the continental margin. The second model (the most reliable one) implies that the uplift affected together the eastern Coastal Cordillera and the Principal Cordillera, whilst the rest of the western forearc subsided. This regional uplift can be mostly balanced by crustal thickening resulting from coeval shortening related to the out of sequence thrusting event in the Principal Cordillera and the uplift of the Frontal Cordillera. Simultaneously, emplacement of the southern edge of the flat-slab subduction zone might have partially contributed to this uplift event.

1. Introduction

It is widely recognized that river incision into bedrock controls landscape evolution and denudation by setting the base level to the hillslopes, and by linking climate and tectonics to the watershed evolution [e.g., *Burbank et al.*, 1996; *Pazzaglia et al.*, 1998; *Whipple and Tucker*, 1999]. Rivers respond to uplift by upstream propagation of a perturbation (process known as “knickpoint retreat”) formed in the border of the uplifted surface, which is the zone where channel-slope initially increases. Knickpoint retreat develops as two end-member models in detachment-limited systems (i.e., in drainage systems where fluvial erosion is limited by the detachment of bedrock material), namely, parallel retreat and slope replacement models (Figure 1) [e.g., *Gardner*, 1983; *Seidl and Dietrich*, 1992]. Therefore erosion is not necessary coeval to uplift, but actually it can be somewhat delayed depending on stream hydraulic behavior. Considering that mountain building is commonly inferred from erosional and sedimentary records, this delay may lead to misinterpretations of uplift timing. Moreover, climatic effects can produce changes on erosion rates [e.g., *Molnar*, 2004; *Babault et al.*, 2005], therefore it could induce changes on the timing of this delay.

In the Central Chile Andes (33°-35°S, figures 2c and 3), modern orogeny began in the lower Miocene as a result of inversion of a late Eocene-Oligocene extensional basin (Abanico basin) [e.g. *Charrier et al.*, 1996, 2002; *Godoy and Lara*, 1994; *Godoy et al.*, 1999]. Mountain building was characterized by crustal thickening (evidenced by geochemical signatures of igneous deposits in the western and central sectors of the range [*Nyström et al.*, 1993]) and by shortening mostly accommodated in its eastern flank [e.g., *Giambiagi and Ramos*, 2002; *Fock et al.*, 2005]. Although some deformed rocks reach more than 5000 m a.s.l., the highest peaks mainly correspond to volcanoes. This mixed volcanic-tectonic landscape is presently dissected by valleys as deep as 3000 m.

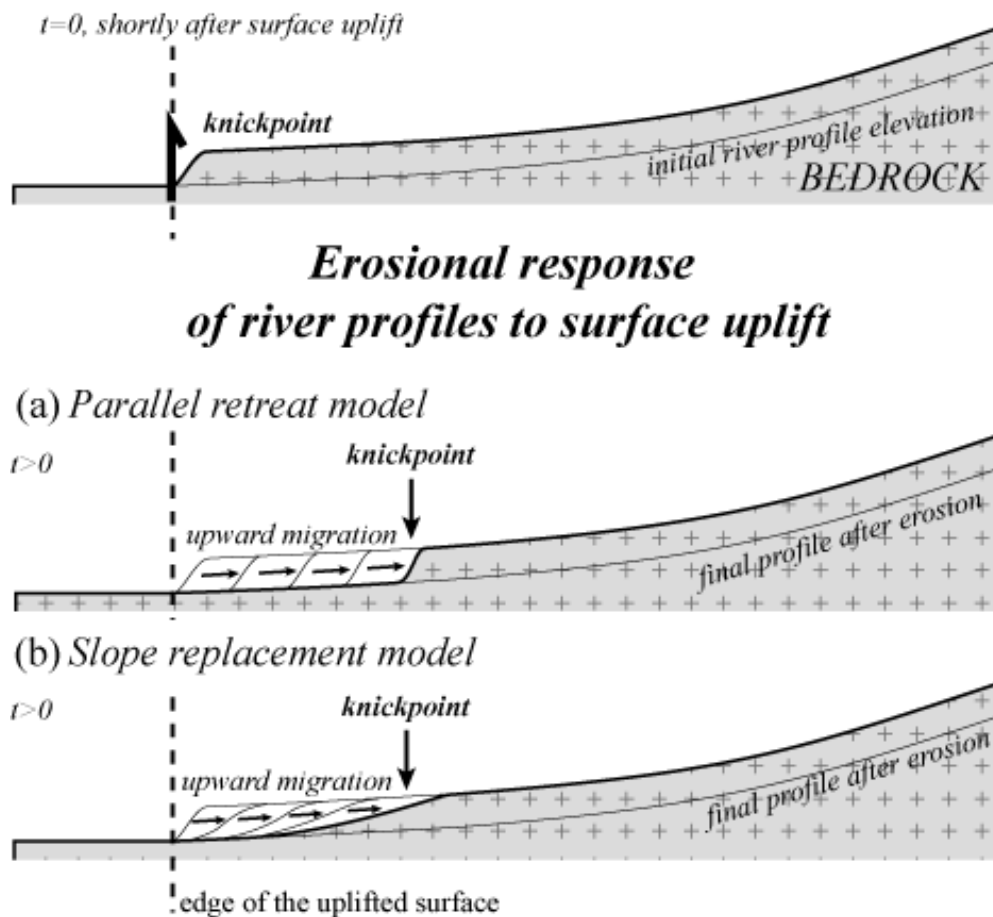


Figure 1. Knickpoint propagation along longitudinal river profiles. Surface uplift generates a knickpoint that propagates upstream. Knickpoint retreat is represented by two end-members models: (a) parallel retreat, and (b) slope replacement. Modified after Gardner [1983], Seidl and Dietrich [1992].

In spite of this impressive landscape, relief evolution of this region is almost unknown, in contrast with its petrologic and structural history. Previous works introduced the concept of a major exhumation event in the late Neogene [e.g., Skewes and Holmgren, 1993; Skewes and Stern, 1996; Maksaev *et al.*, 2003; 2004], emphasizing the importance of denudation during mineralization in the two world-class porphyry copper deposits of this zone (El Teniente and Río Blanco-Los Bronces, Figure 2).

The objective of this paper is (1) to present evidence for rapid and high magnitude surface uplift in the Central Chile Andean Cordillera during the late Neogene and (2) to examine how watersheds evolved and erosion propagated into the main range. Timing of erosional events is constrained by ages of igneous deposits and fission-track thermochronology. Finally, we estimate the onset of surface uplift and discuss its implications for the evolution of Andean margin in Central Chile.

2. Regional Settings

The Andes are the result of tectonic shortening and magmatic activity due to an almost uninterrupted subduction since Jurassic times [e.g., *Coira et al.*, 1982; *Jordan et al.*, 1983, *Allmendinger*, 1986; *Isacks*, 1988]. Current plate convergence between the Nazca and South-America plates is oriented N78°E and occurs at a rate of $\sim 8 \text{ cm}\cdot\text{yr}^{-1}$ (Figure 2) [*Gripp and Gordon*, 2002].

South of 33°S, the continental border changes its orientation from N-S, to the north, to NNE-SSW, to the south (Maipo orocline, Figure 2). In this region, the Andes are segmented into five trench-parallel continental morphostructural units (Figures 2 and 3), from west to east: Coastal Cordillera, Central Depression, Principal Cordillera (where the volcanic arc is emplaced), Frontal Cordillera, and Foreland. For the discussion related to the uplift patterns, we subdivided the Principal Cordillera into western, central, and eastern Principal Cordillera according to the geological features that we describe in the next paragraphs (Figure 2). We also subdivided the Coastal Cordillera into an eastern (eastern Coastal Cordillera) and a western domain (western Coastal Cordillera).

The western Coastal Cordillera corresponds to a Paleozoic-Jurassic metamorphic and intrusive basement covered by Late Miocene to Recent marine deposits (Figure 2b). Marine terraces of probable Pleistocene age were constructed on this part of the Coastal Cordillera (see *Wall et al.* [1996] and references therein). In turn, the eastern Coastal Cordillera is made up by east-dipping late Jurassic to late Cretaceous stratified sequences and Cretaceous granites [*Thomas*, 1958].

The Central Depression consists of a Quaternary sedimentary and ignimbritic cover. This cover has a maximum thickness of $\sim 500 \text{ m}$ beneath the Santiago valley [*Araneda et al.*, 2000]. The basement of the Central Depression corresponds to Mesozoic rocks in its western side and Cenozoic rocks in its eastern side (Figure 2). According to gravimetric analysis in the Santiago depression [*Araneda et al.*, 2000], this basement presents a river network morphology, where some summits reach the surface forming isolated hills. Those hills commonly consist of intrusive rocks. Basement rocks also crop out in junction ridges (hereafter referred to as “junctions”) between the Coastal Cordillera and Principal Cordillera (Figure 3).

The western Principal Cordillera consists of Cenozoic sequences that only exhibit important deformation in its westernmost flank (Figure 2c). The central Principal Cordillera also consists of Cenozoic rocks, but here the deformation is more intense. The eastern Principal Cordillera is almost exclusively composed of Mesozoic deformed sequences. Both the central Principal Cordillera and the eastern Principal Cordillera constitute the fold-and-thrust belt in this region.

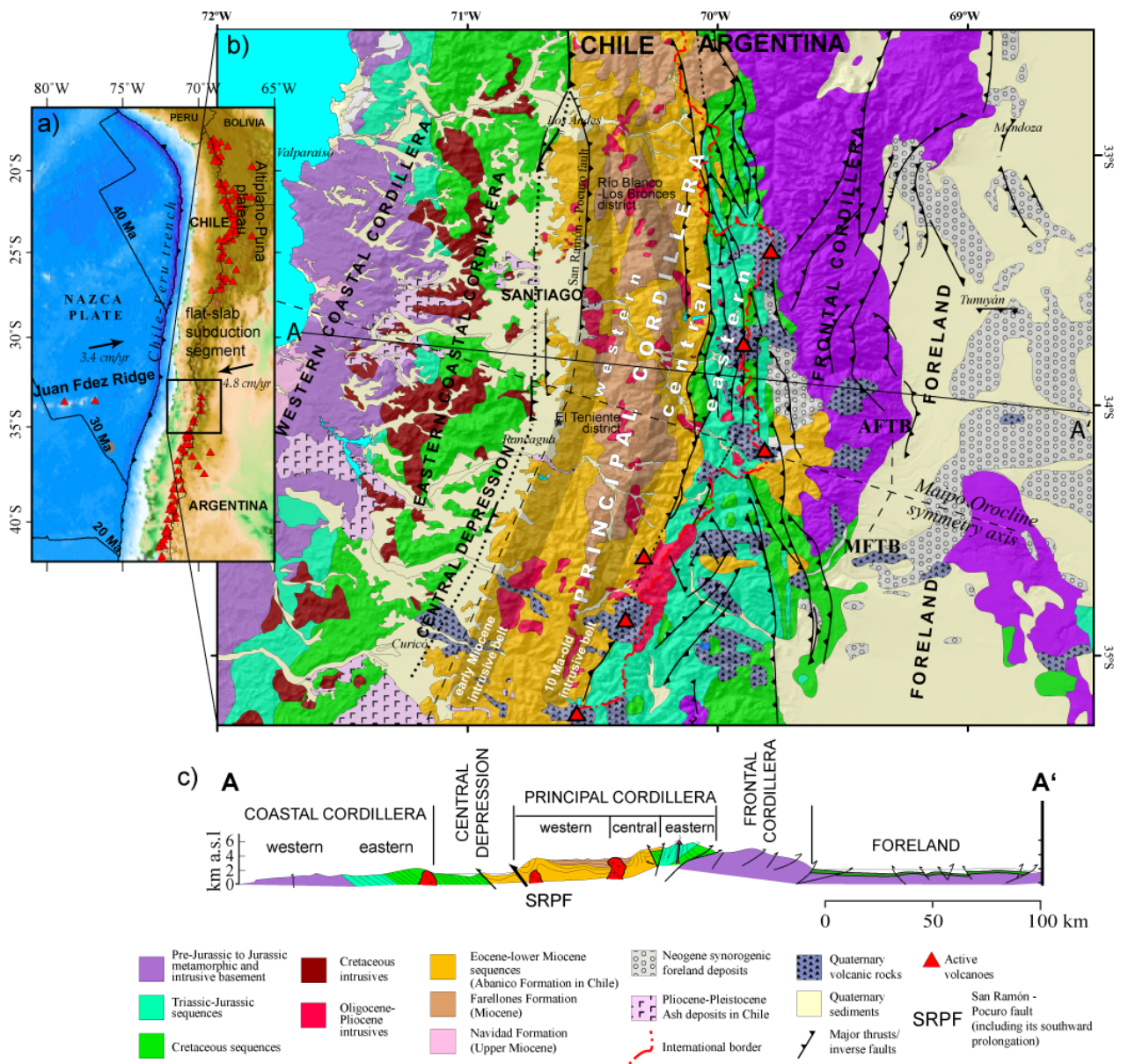


Figure 2. (a) Location of the study region. (b) Geological map of the Andes of Central Chile and Argentina. Only main thrust active during the Neogene are plotted. (c) Simplified geological profile at the latitude of Santiago. The Maipo orocline delimits the Aconcagua (AFTB) and the Malargüe (MFTB) fold-and-thrust belts. Absolute plate velocity in (a) after *Gripp and Gordon* [2002], whereas (b) and (c) are based on *SEGEMAR* [1997], *SERNAGEOMIN* [2002], *Giambiagi et al.* [2003], *Fock et al.* [2005].

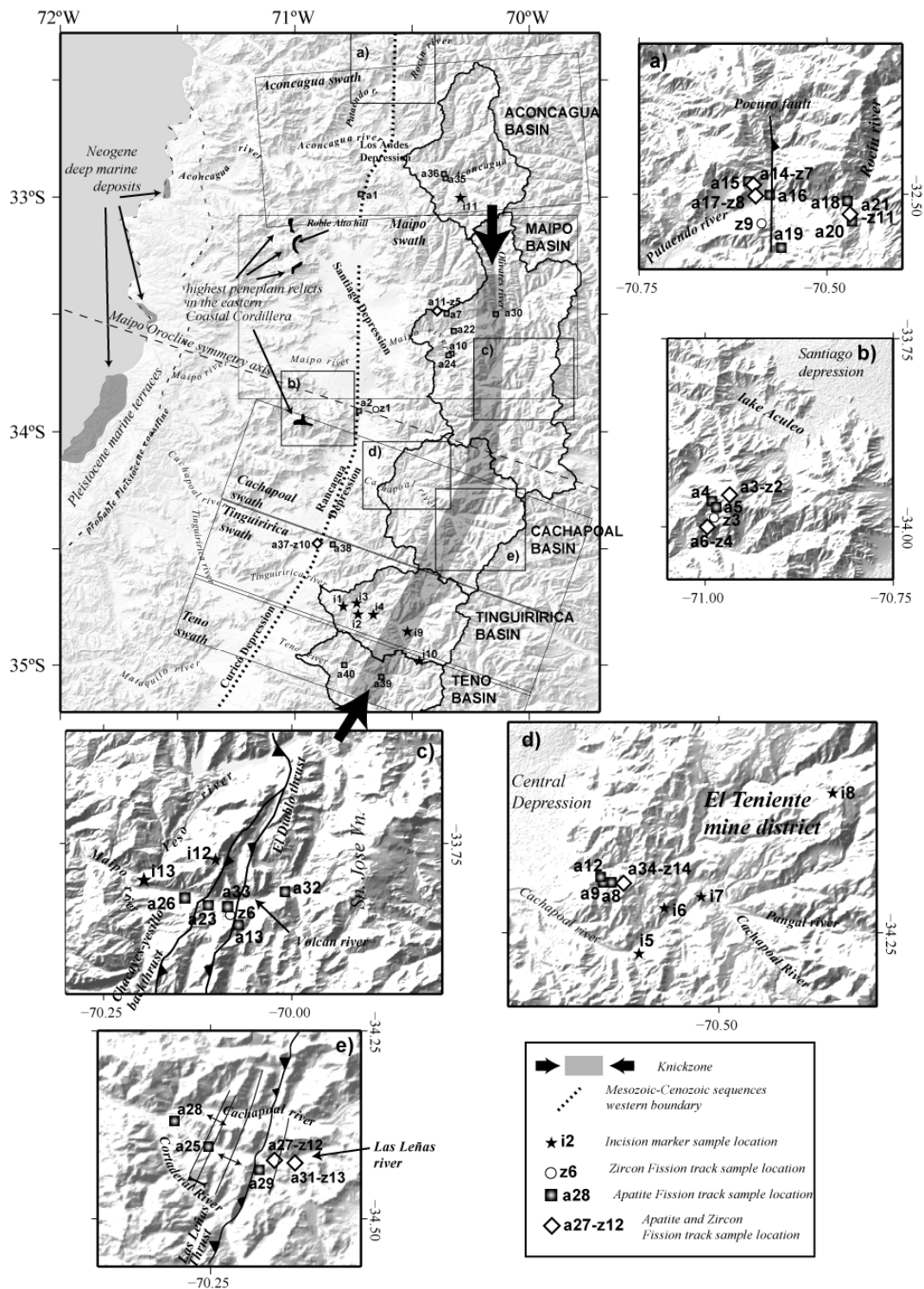


Figure 3. Main morphological features of Central Chile and sample locations. The main mountain drainage basins are indicated: Aconcagua, Maipo, Cachapoal, Tinguiririca, Teno. Dotted line in the Central Valley corresponds to the western boundary of the Abanico basin (0 km reference). The ~ 10 Ma-old intrusive belt is shown in order to display the separation between the central and western Principal Cordillera. Swath box shown are those displayed in the Figure 4. (a)-(e) Detailed regions showing the location of some samples used in this work.

The Andean evolution in Central Chile (33°-35°S) comprises multiple stages of extension and contraction [Charrier *et al.*, 1996; 2007]. The last extensional event occurred in the Eocene-Oligocene, forming a basin where the Abanico Formation was deposited (mainly volcanic and volcanoclastic) [Charrier *et al.*, 2002, 2005; Godoy and Lara, 1994; Godoy *et al.*, 1999]. The Abanico basin extended from approximately the central axis of the Central Depression up to the Chilean eastern Principal Cordillera. On both margins, the Abanico Formation is presently separated from the Mesozoic sequences by inverse faults that correspond to basin-bounding normal faults partially inverted (Figure 2c). Charrier *et al.* [2002] proposed that inversion occurred between 21 and 16 Ma, which mainly affected the basin borders. This process led to the formation of a new basin in the central part of the western Principal Cordillera that was filled by the Farellones Formation (that represents the Miocene volcanic arc [e.g., Vergara *et al.*, 1988; Elgueta *et al.*, 1999; Godoy *et al.*, 1999; Charrier *et al.*, 2002]). The Farellones Formation exhibits growth strata within its lower portion because of basin inversion; in contrast, layers younger than ~ 16 Ma remain almost undeformed [Fock *et al.*, 2005]. This can be explained by the eastward migration of deformation toward the eastern Principal Cordillera at that time. In this area the deformation continued until ~ 8.5 Ma, accommodating most of the shortening along the NS-trending Aconcagua fold-and-thrust belt, north of 34°15'S, and along the NNE-SSW-Malargüe fold-and-thrust belt, south of this latitude (Figure 2) [Giambiagi and Ramos, 2002; Giambiagi *et al.*, 2003; Fock *et al.*, 2005]. Between ~ 8.5 and ~ 4 Ma, high-angle reverse faults uplifted the Frontal Cordillera [Giambiagi *et al.*, 2003]. At this time, out-of-sequence thrusts emplaced in the central and eastern Principal Cordillera, accommodating ~ 25 km of shortening at 33.5°S [Giambiagi and Ramos, 2002]. After 4 Ma, deformation migrated farther east to the foreland. At the present, the eastern basin-bounding fault system of the Abanico basin is still active [Fariás *et al.*, 2006a], but Harvard CMT focal mechanisms show almost exclusively strike-slip earthquakes. During these tectonic events, the Mesozoic series situated in the eastern Coastal Cordillera and western Central Depression were not subjected to major deformation, being only tilted eastward forming a gentle homocline (Figure 2c) [Thomas, 1958].

During the Neogene, granitic intrusions were emplaced forming two orogen-parallel belts, namely, a lower Miocene belt in the westernmost Principal Cordillera, and a ~ 10 Ma-old belt farther east (Figure 2). The latter separates the almost undeformed Miocene volcanites of the western Principal Cordillera from the deformed Cenozoic series in the central Principal Cordillera (figures 2b and 3). In addition, magmatic activity migrated ~ 15 km to the west from the ~ 10 Ma-old intrusive belt at 8-4 Ma, coeval with the emplacement of granitic bodies close to the present-day volcanic arc (i.e., 15-20 km to the east from the 10 Ma-old belt) (see Deckart *et al.* [2005], Makshev *et al.* [2004], Kay *et al.* [2005], and references therein). The western “arc” hosted high concentration of copper and molybdenum, forming the two giant porphyry copper deposits of Central Chile (El Teniente and Río Blanco-Los Bronces, Figure 2). In addition to high ore concentration, geochemistry departs considerably from “normal arcs” compositions, showing adakitic-like signatures [Rabbia *et al.*, 2003; Reich *et al.*, 2003] and signals of asthenospheric source [Kay *et al.*, 1991, 2005; Kay and Mpodozis, 2001; Stern and Skewes, 1995, 2004; Mathur *et al.*, 2000]. In turn, the “eastern arc” presents “normal-arc” geochemical signatures [Stern and Skewes, 1995; Kay and Kurtz, 1995; Kurtz *et al.*, 1997], suggesting that porphyry copper-related magmatism did not correspond to the sensu-stricto arc, and that two arcs coexisted. This process would have happened at the same time with the settlement of the southern edge of the flat-slab subduction zone immediately north of 33°S (see Yáñez *et al.* [2001] and reference therein).

3. Main Morphological Features

The Chilean Principal Cordillera extends up to the Pacific-Atlantic drainage divide. Maximum elevations are located there and consist in part of volcanic edifices as high as 6800 m a.s.l. In the western Principal Cordillera, elevation diminishes to 2500-3000 m a.s.l. Altitudes of the Principal Cordillera also diminish gradually to the south (Figure 4). This feature is also present in the Coastal Cordillera, where maximum elevations decrease from 2100 m at 33°S to 1000 m at 35°S.

Five major drainage basins cross the entire Principal Cordillera in Central Chile. From north to south, they receive the name of their main rivers: Aconcagua, Maipo, Cachapoal, Tinguiririca and Teno (Figure 3). Catchment areas differ (Table 1) and seem to be controlled by the presence of volcanic edifices. However, the Hack's law parameters (an empirical relationship between the stream length and the area of their basins [Hack, 1957]) for each basin are relatively similar (Table 1).

Table 1. Morphometry of main mountain catchments in Central Chile

mountain drainage basin	drainage area (m ²)	Hack's law exponent h^*	Hack's law constant k_a (m ^{2-h})	R^2
Aconcagua	$2.08 \cdot 10^9$	1.71	8.60	0.97
Maipo	$4.95 \cdot 10^9$	1.88	2.43	0.96
Cachapoal	$2.72 \cdot 10^9$	1.75	6.02	0.95
Tinguiririca	$1.82 \cdot 10^9$	1.66	15.18	0.98
Teno	$1.42 \cdot 10^9$	1.49	91.72	0.98
mean values**		1.76	6.12	

* The Hack's law relates the drainage area to the length of the main river along the watershed. See also section 5.2.

** calculated from values of the Maipo, Cachapoal, Tinguiririca basins.

Along each valley, main rivers are mostly alluvial channels where bedrock is not exposed. Only along the ~ 10 Ma-old intrusive belt, rivers incise directly the bedrock. This feature spatially coincides with the junction of several tributaries (Figure 3) and with the increase in local channel slope (Figure 4).

The valleys in the central Principal Cordillera and eastern Principal Cordillera are U-shaped, evidencing the influence of glaciations. Hillslope mass wasting locally dams the channels forming lakes. Mass wasting also remobilized moraine glacial deposits [e.g., Darwin, 1903; Abele, 1984] being probably enhanced by shallow seismic activity in this part of the Principal Cordillera [Fariás et al., 2006a].

The valleys in the western Principal Cordillera present alluvial rivers with alluvial terraces and volcanic deposits. This zone does not exhibit major evidence for glacial influence, except near the ~ 10 Ma-old intrusive belt, where glacial deposits and landforms appear in some valley bottoms [Borde, 1966].

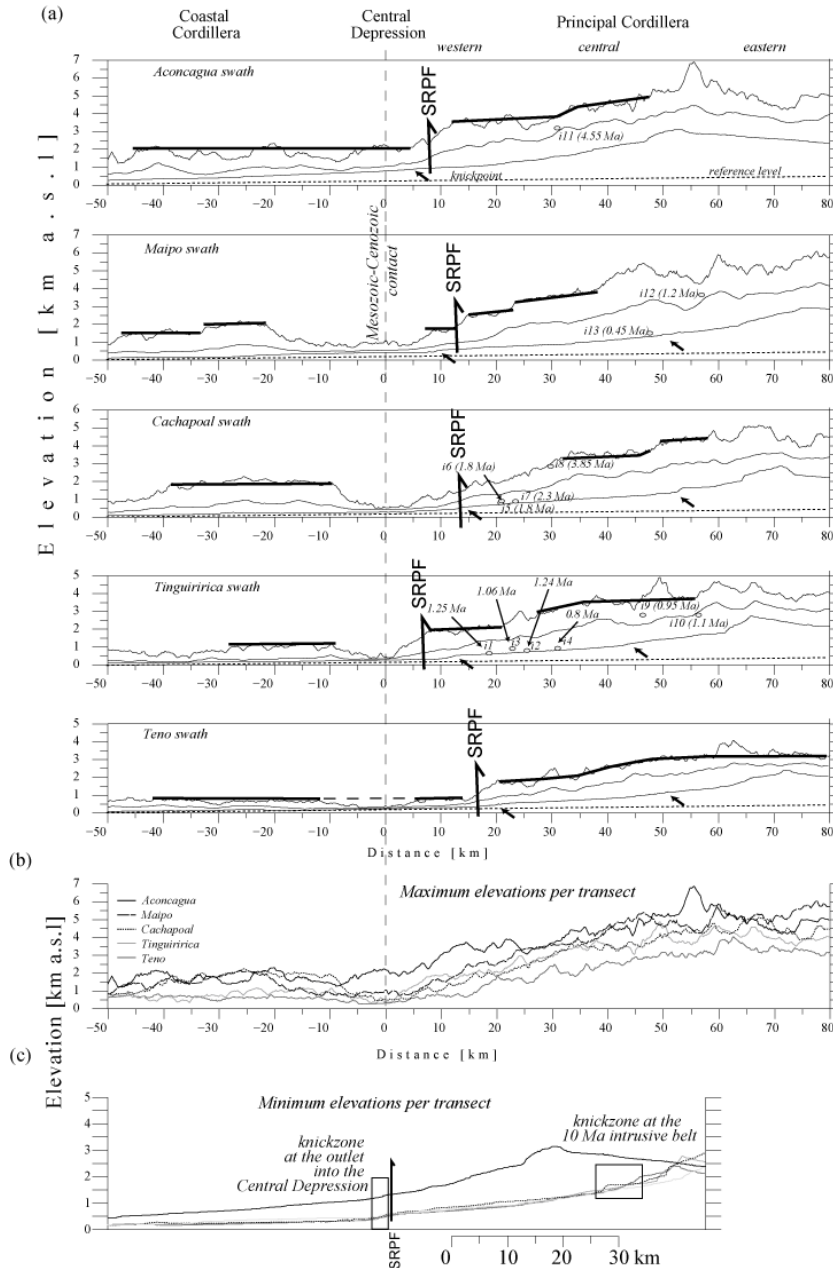


Figure 4. (a) Topographic swath profiles along the axis of each drainage basin. Swaths boxes are shown in Figure 3. Profile curves represent maximum, mean and minimum elevations. Profiles are oriented N88°E, N90°E, N113°E, N114°E, N117°E (orthogonally oriented respect to the orogen strike), with swath width of 36, 80, 54, 40, and 38 km for the Aconcagua, Maipo, Cachapoal, Tinguiririca and Teno swaths, respectively. *i1-i13* are the markers of incision (see Table 2). Solid lines on the maximum profiles are the correlation between the relicts of the peneplain surface. It can be observed that some vertical offset occurs, mainly along the San Ramón-Pocuro fault, including its southward prolongation (SRPF). (b) Comparison between maximum elevations. It can be noted that elevation diminishes gradually to the South. (c) Comparison between minimum elevations. In contrast to (a) and (b), the profiles in (c) are horizontally fitted to the knickpoints situated close to eastern boundary of the Central Depression.

Longitudinal river profiles systematically show bedrock knickpoints along the ~ 10 Ma-old granodioritic belt (Figure 4). Although this belt is the western edge of the fold-and-thrust belt, knickpoints suggests a higher resistance to erosion of the granitic rocks than the encasing stratified rocks. In addition, glaciers advanced down to this zone. This feature was described by *Borde* [1966] in the Maipo basin, who interpreted it as a “*verrou glacier*” (zone where the presence of more resistant rocks produced a local increase on elevation and diminution of channel width along a glacial trough). At the exit into the Central Depression, rivers (that behave as alluvial channels) also exhibit knickpoints (Figure 4). This has been correlated with recent west-vergent thrusting in the cordilleran front in Santiago along the San Ramón-Pocuro fault [*Rauld et al.*, 2006]. However, south of the Santiago depression (Figure 3), the mountain front is less sharp and knickpoints are better correlated with the lower Miocene intrusive belt. This feature suggests a mixed tectonic-lithologic evolution of the western edge of the Principal Cordillera.

In the Central Depression and Coastal Cordillera, main rivers are characterized by a minor channel slope and by an alluvial bed. Bedrock rivers appear only and almost systematically in a 20-40 km-wide belt adjacent to the coastline in the western Coastal Cordillera, evidencing recent surface uplift of this zone (Figure 3).

4. Evidence for Regional Surface Uplift

4.1. Emergence of bathyal deposits in the western Coastal Cordillera

Near the coast at 33-34°S (figures 2, 3, 5), *Encinas et al.* [2006a, 2007] and *Finger et al.* [2007] described lower bathyal deposits overlain by shallow-water sediments, which show at least 2 km of uplift occurring in Pliocene times. This process has been observed as far as 45°S [*Encinas et al.*, 2007; *Melnick and Etchler*, 2006].

Emergence of bathyal deposits to shallow-water environment would have concluded at the Zanclean [*Encinas et al.*, 2006ab, 2007]. The date of emersion is interpreted by (1) a laharic deposit overlying the bathyal deposits and (2) by foraminifers contained in the deep-facies succession and shallow-water deposits. *Encinas et al.* [2006b] reported three K-Ar ages for the laharic deposit (4.2 ± 0.8 , 4.7 ± 0.4 , and 7.7 ± 1.0 Ma) and one more reliable Ar/Ar age (2.7 ± 0.3 Ma total gas age). Likewise, foraminifers date the bathyal deposits (at 34°S) between 10.9 and 4.4 Ma [*Finger et al.*, 2007]. Therefore more than 2 km of uplift would have been occurred after 4.4 (youngest age for the bathyal deposits) and likely prior to 2.7 Ma (oldest age for the deposition of the lahar).

These deposits and their bedrock constitute the floor of Pleistocene marine terrace surfaces (see *Wall et al.* [1996], and reference therein). The present-day elevation of these surfaces represents a surface uplift of *ca.* 400 m after the great emergence described above. The uplift of these terraces has been controlled by vertical parallel-to-the-coastline faults [*Rodríguez et al.*, 2007], forming the 20-40 km wide belt where rivers cut directly on bedrock (Figure 3).

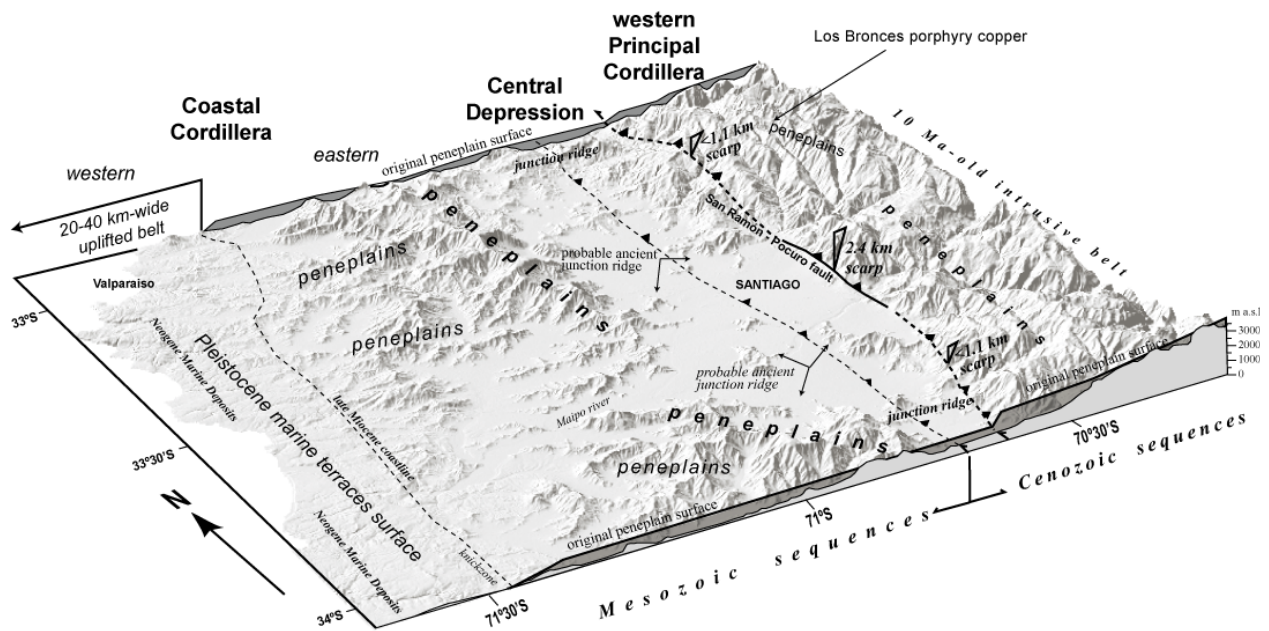


Figure 5. 3D view of the forearc between 33°S and 34°S showing the evidence for surface uplift. The evidence consists of (1) relicts of peneplains surfaces, and (2) emerged bathyal deposits along the coast. Junction ridges between the eastern Coastal Cordillera and the western Principal Cordillera (in addition to other features, see text for further explanation) evidence the erosive nature of the Central Depression. Relicts of peneplains in the eastern Principal Cordillera can be correlated with similar surfaces in the western Principal Cordillera. However, these surfaces are vertically offset by the San Ramón-Pocuro fault. Maximum upheaval related to this fault would be < 1.1 at this zone. Thus ~ 1.3 km of the great scarp presents immediately east of Santiago should be the result of erosion rather than tectonic activity along the cordilleran front.

Moreover, this process would have partially blocked the drainage, thus inducing sedimentation on the Central Depression. This can explain the thick sedimentary filling of the Central Depression [Fariás *et al.*, 2006b]. Because of the sedimentary filling, both the width of the valleys and the local base level were increased after burial of the preexisting river network beneath the Central Depression and eastern Coastal Cordillera. Thus the present-day morphology of the zone adjacent to the eastern Coastal Cordillera exhibits a landscape that appears to be more mature than the one observed in the Principal Cordillera (Figure 5).

4.2. High-elevated Peneplains in the Eastern Coastal Cordillera

Between 33°S and 34°S, the eastern Coastal Cordillera rises up to ~ 2150 m a.s.l. (figures 5 and 6a). To the south, maximum elevations decrease to < 1000 m a.s.l at 35°S (Figure 4). Highest summits of the Coastal Cordillera are flat-shaped, evidencing a relict continental surface of erosion [Brüggen, 1950; Borde, 1966]. The highest surfaces are mostly constructed on Cretaceous intrusive bodies; in turn, Mesozoic stratified sequences are better correlated with valley bottoms (Figure 2). Neither sediments nor volcanic deposits covering these surfaces have been reported.

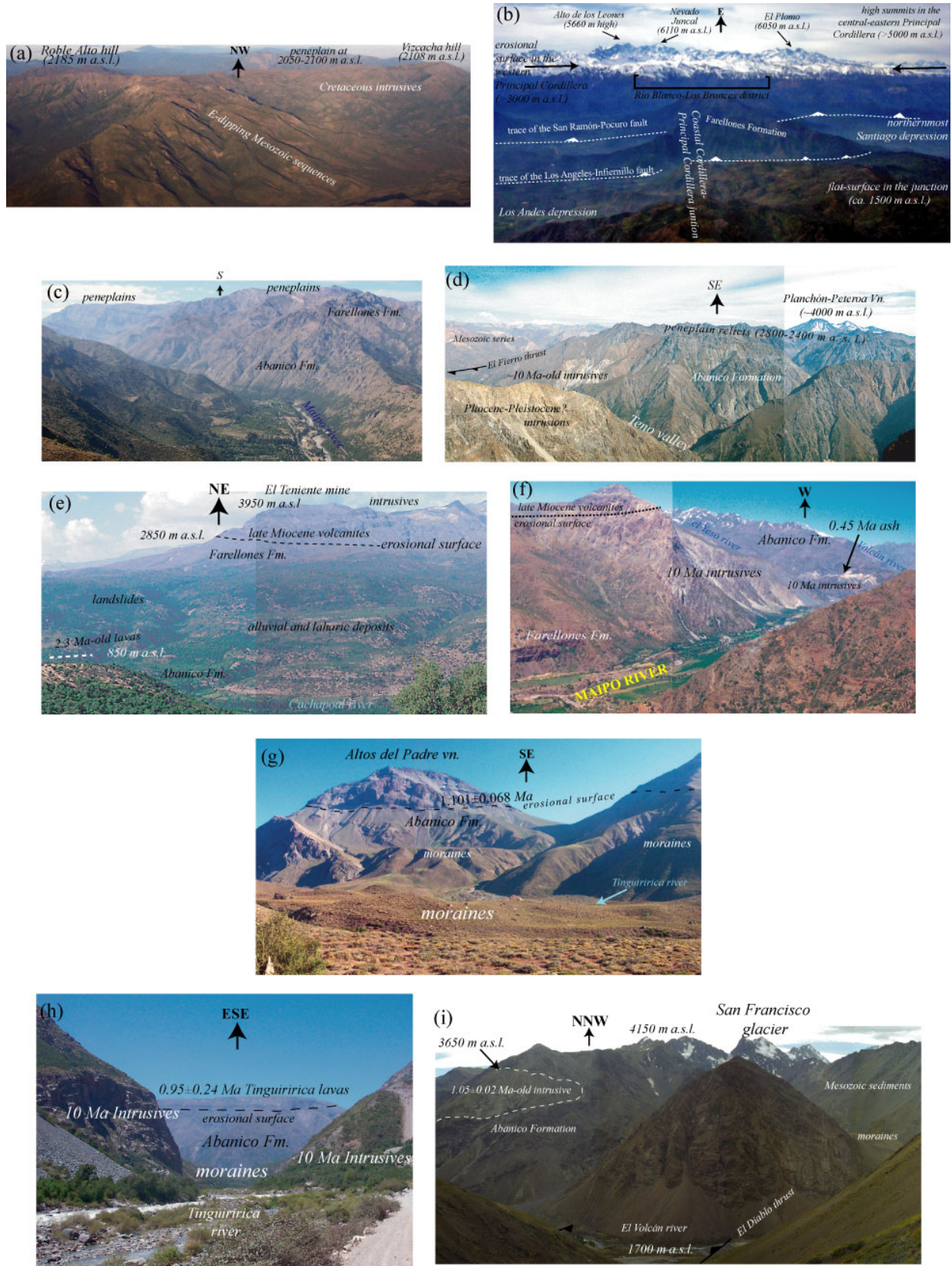


Figure 6. (previous page) Pictures of the evidence for surface uplift in the study region. (a) View to one of the highest peneplain relicts in the eastern Coastal Cordillera, north-west of Santiago. (b) View to the Principal Cordillera from the Coastal Cordillera in the ridge junction located north of Santiago. (c) View to the peneplain relicts in the western Principal Cordillera in the Maipo river. (d) View to peneplain relicts in the western Principal Cordillera, south of the Teno valley. (e) Incision markers in the Cachapoal valley near the El Teniente copper mine (western Principal Cordillera). (f) 0.45 Ma-old ash deposit over the ~ 10 Ma-old intrusives in the Maipo river. (g) The Altos del Padre volcanic complex in the Tinguiririca valley. (h) Tinguiririca lavas close to the ~ 10 Ma-old intrusive belt. (i) ~ 1.05 Ma intrusive in the Volcán valley (central Principal Cordillera in the Maipo basin).

Table 2. Age of incision markers

	Long	Lat	Height m.a.s.l.	Rock	Age (Ma)*	Method	Reference
<i>i1</i>	-70.7933	-34.746	650	basaltic andesite	1.25±0.03	Ar/Ar (WR)	This work §
<i>i2</i>	-70.7301	-34.7796	810	basaltic andesite	1.24±0.05	Ar/Ar (WR)	This work §
<i>i3</i>	-70.7358	-34.7321	916	basaltic andesite	1.06±0.03	Ar/Ar (WR)	This work §
<i>i4</i>	-70.6645	-34.7803	925	ignimbrite	0.803±0.133	Ar/Ar (fs)	This work §
<i>i5</i>	-70.5757	-34.2699	800	pyroxene andesite	1.8±0.4	K/Ar (WR)	Charrier and Munizaga [1979]
<i>i6</i>	-70.5516	-34.2266	900	pyroxene andesite	1.8±0.2	K/Ar (WR)	
<i>i7</i>	-70.5167	-34.216	880	pyroxene andesite	2.3±0.2	K/Ar (WR)	
<i>i8</i>	-70.3917	-34.1175	2850	dacitic dyke	3.85±0.18	Ar/Ar (hbl)	Maksaev et al. [2004]
<i>i9</i>	-70.52	-34.8525	2800	basaltic andesite	0.95±0.24	K/Ar (WR)	Arcos [1987]•
<i>i10</i>	-70.4691	-34.9816	2800	pyroxene andesite	1.101±0.068	K/Ar (WR)	
					5.88 ± 0.27	U/PB zrn maximum age	Deckart et al. [2005]
<i>i11</i>	-70.294	-33.0025	3200	dacitic dike	4.55±0.18	U/PB Zrn minimum age	
					4.916±0.091	U/PB zrn mean weighted age	
<i>i12</i>	-70.0991	-33.7716	3650	biotite dacite	1.20±0.19	Ar/Ar plateau (hbl)	Baeza [1999]♦
					1.05±0.02	Ar/Ar plateau (bt)	
<i>i13</i>	-70.2	-33.7974	1500	ash deposit	0.45±0.06	Zircon fission-track	Stern et al. [1984]

* All K-Ar and Ar/Ar ages with 2σ error. Zircon fission-track age with 1σ .

WR: whole-rock; bt: biotite; fs: feldspar; hbl: hornblende; zrn: zircon

§ See Electronic supplement 1 for details (en Anexo II de esta memoria de tesis)

• Datation performed at the Laboratory of Geochronology, University of California, Berkeley

♦ Datation performed at the Department of Geological Science, University of California, Santa Barbara

Several other surfaces at different elevations can be observed [Borde et al., 1966], however they are much smaller and less developed than the highest ones (Figure 4). Because of the absence of structures offsetting the different levels, their origin should be the base level fall. These surfaces have been interpreted as relicts of uplifted peneplains (peneplains in the sense of Phillips [2002]), i.e., they were constructed near its absolute base level [Brüggen, 1950; Borde, 1966]. Uplifted peneplains can be developed at high-elevation if a barrier exists [Babault et al., 2005]; in such model, deposition should occur. This is not observed on the eastern Coastal Cordillera, even though sediments could have been removed. Moreover, we consider unlikely the existence of a barrier because the surfaces are immediately to the east of Miocene-Pleistocene marine deposits and landforms. Thus peneplains should have developed close to the sea level. Considering that the sea level has not changed more than a few hundred meters [Haq et al., 1987; Miller et al., 2005], the elevation of the highest peneplains evidences surface uplift of 1.5-2.1 km at the latitude of Santiago, and ~ 1 km at 35°S.

Because the highest peneplains are constructed on intrusive rocks and valleys are better correlated with stratified (mostly volcanic and volcanoclastic) rocks, preservation of high-elevated peneplains would have been allowed by higher erosional resistance of intrusive rocks.

4.3. Relict Peneplains in the Principal Cordillera

In the western Principal Cordillera, and in some places of the central Principal Cordillera, several flat erosional surfaces are located between 2600-3200 m a.s.l (figures 4, 5, 6bcd). These surfaces were mainly constructed on the Farellones Formation, and their development probably was responsible for the destruction of the volcanic edifices of this unit. These surfaces gently dip to the west (1-3°) (Figure 4). Knickpoints as high as 1 km separate major valleys downstream from a less incised (< 100 m) network upstream developed on the peneplain surfaces. Therefore the upstream part of the rivers corresponds to an initial network developed before the relative base level fall responsible for canyons incision. The incision that produced major valleys corresponds to either the uplift of the peneplain surface or the opening of a closed basin. The second alternative would require that the peneplains formed already at high-elevation [Babault *et al.*, 2005] and the presence of a barrier responsible for the closure of the basin. This barrier could be the deformed belt along the westernmost Principal Cordillera (see figures 2c and 5). However, peneplains extend to the Central Depression and eastern Coastal Cordillera forming some junctions between both ranges (figures 4 and 5). Thus the existence of a closed basin is unlikely during the development of the peneplains. Therefore they would have been initially developed at low-elevation.

The peneplains present some vertical offsets. One of them can be related to the scarp of the San Ramón-Pocuro fault and its prolongation south of Santiago (figures 3, 4 and 5). This scarp has its maximum height immediately east of Santiago (~ 2400 m high), where it is ~ 30 km long. In this zone, the base of the scarp is located along the eastern edge of the Central Depression. However, in the northern and southern parts of the Santiago depression, the base of the scarp is located in a westward prolongation of the western Principal Cordillera and the scarp is 700-1100 m high. In these places, the range extends to west forming junctions with the eastern Coastal Cordillera. Within the Santiago depression, some isolated hills seem to have also formed part of junctions (Figure 5). In fact, gravimetrical analyses show that these hills form ridges beneath the sedimentary infill of the Central Depression [Araneda *et al.*, 2000]. According to these data, these ridges correspond to interfluves of a buried drainage network, which evidence the erosive nature of the Central Depression. Farther south at 34°35'S, the Principal Cordillera also joins the Coastal Cordillera (Figure 4), and the scarp is less sharp and lower than in Santiago (600-800 m high).

Because the scarp height shows local variations, its height cannot be completely considered as the result of fault activity (see figures 4 and 5). Therefore the upheaval resulted from faulting can be only estimated from the offset of the peneplain surface. Thus faulting would have produced a relative uplift of 0.7-1.1 km at the latitude of Santiago and 0.6-0.8 km at 34°30'S (Figure 4). The rest of the scarp height should then be the result of differential erosion in response to surface uplift [Borde, 1966; Fariás *et al.*, 2006b].

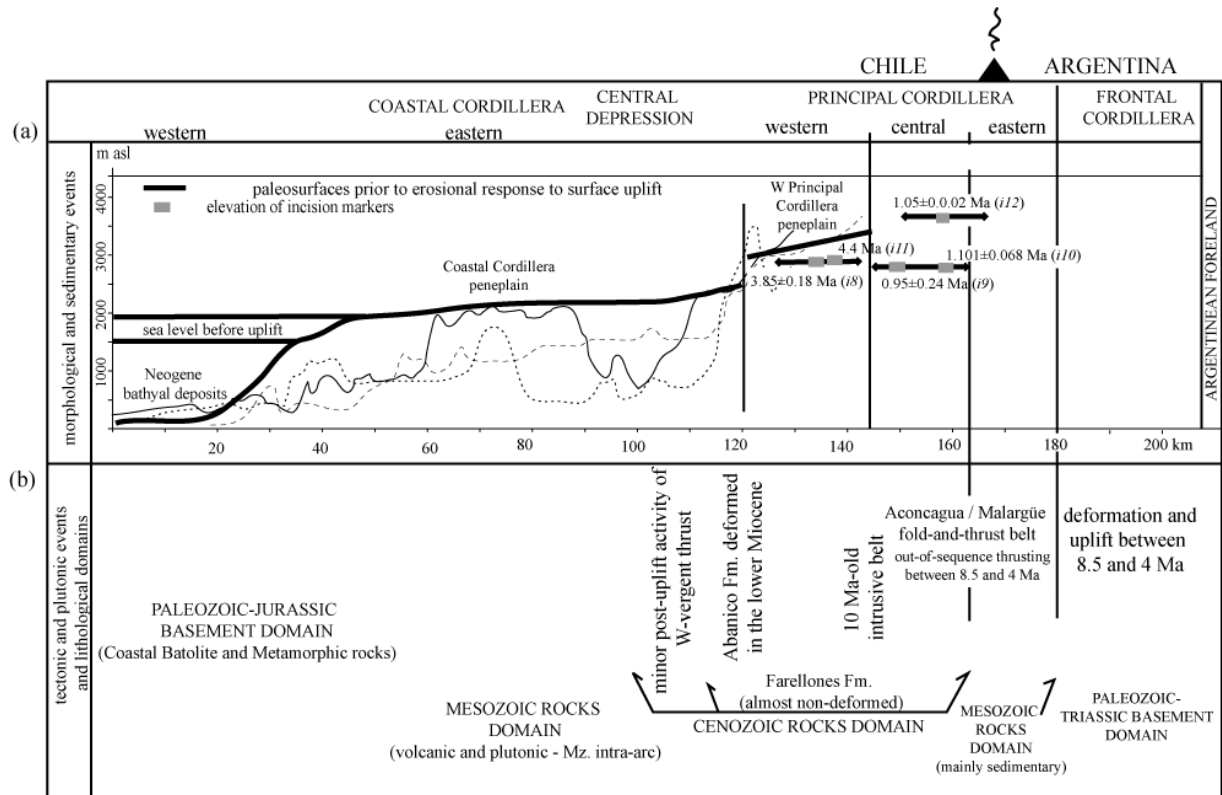


Figure 7. Summary of (a) evidence for regional surface uplift and (b) main tectonic events in the study region. Topographic profiles are smoothed and correspond to those shown for the Maipo swath in Figure 4. The tectonic events in (b) correspond to those occurred at the latitude of Santiago. 0 km is approximately the present-day coastline. Limits of morphostructural units, volcanic arc, and international border are approximated.

5. Erosional Response of the Landscape to surface uplift

5.1. Timing of Incision in the Principal Cordillera

Close to the Río Blanco-Los Bronces porphyry-copper deposit (western Principal Cordillera at $\sim 33^{\circ}\text{S}$), the La Copa volcanic-porphyrific complex has SHRIMP $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ zircon ages between 4.55 ± 0.18 and 5.88 ± 0.27 Ma (4.92 ± 0.09 Ma calculated weighted mean age, Table 2) [Deckart *et al.*, 2005]. The top of the unit is at ~ 3900 m a.s.l. and approximately coincides with the elevation of the peneplain surface at this place (figures 5 and 6b). The dated sample was collected at ~ 3200 m a.s.l, close to the lowest altitude observed for the contact between this complex and the host rock that corresponds to middle Miocene intrusives (see Deckart *et al.* [2005], and references therein). At the present, the Aconcagua river is ~ 2 km below this contact. Thus incision has mainly occurred after ~ 5 Ma in the western edge of the Principal Cordillera at 33°S .

About 30 km upstream from the Central Depression near the El Teniente porphyry copper (western Principal Cordillera in the Cachapoal basin), lavas and plutons reach altitudes between 2850 and 3950 m a.s.l. (Figure 6e). The base of the volcanic and intrusive bodies is ~ 2 km above the present-day thalweg (sample *i8* in Table 2). This base corresponds to a flat discordance that can be correlated, based on its elevation, with the peneplain surface in the western Principal

Cordillera. These units have a youngest $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age of 3.85 ± 0.18 Ma [Maksaev *et al.*, 2004]. In addition, 150 m above the valley bottom of the Cachapoal river (at ~ 880 m a.s.l.), Charrier and Munizaga [1979] reported lava deposits with K/Ar ages of 2.3 ± 0.2 Ma (oldest age) and 1.8 ± 0.4 Ma (youngest age) (Figure 6e). Therefore incision mostly occurred between 3.85 and 2.3 Ma at this place.

About 10-15 km upstream from the Central Depression in the Tinguiririca valley, ~ 1.1 Ma-old lavas (*i1-i3*) are located ~ 150 m above the thalweg. About 15-20 km upward from there, these deposits sealed a paleovalley situated 200-250 m above the river (*i4* in Table 2). Upstream from the ~ 10 Ma-old intrusive belt, the 1.1-0.9 Ma-old Altos del Padre volcanic complex (*i9-i10* in Table 2) [Arcos, 1987] settled on a flat-discordance above the Abanico Formation (Figure 6gh). The base of this unit is at 2850-2750 m a.s.l. (1150 m and 1450 m above the Tinguiririca and Teno rivers, respectively). Hence mean incision has occurred at rate of $1.3-1.5$ mm yr^{-1} since ~ 1.1 Ma, similar to the incision rate calculated in the western Principal Cordillera in the Cachapoal basin, even though incision was older there.

In the eastern edge of the central Principal Cordillera in the Volcán river valley (Maipo river basin), a 1.05-1.20 Ma-old pluton (sample *i12* in Table 2) intrudes the Abanico Formation [Baeza, 1999]. The roof of this body is at 3650 m a.s.l., i.e., almost 2 km above the valley bottom and ~ 500 m below the top of the hillslope (Figure 6i). In addition, about 150 m above the river, an ash deposit covering a thin layer of fluvial deposits emplaced over the 10 Ma-old intrusive belt has an age of 0.45 ± 0.06 Ma [Stern *et al.*, 1984] (sample *i13* in Table 2, see Figure 6f). Therefore 2.4 km of incision occurred between 1.1 and 0.45 Ma at this place (~ 2.8 mm yr^{-1} of mean incision rate).

Figure 7 sums up the data evidencing surface uplift. Incision in the eastern Coastal Cordillera and Central Depression has been ~ 1.8 km, at the latitude of Santiago, and ~ 0.8 km, at 35°S . Incision has been 2-2.5 km in the western Principal Cordillera, and between 1.5 (at $34^\circ30'\text{S}$) and 2.5 km (at $33^\circ45'\text{S}$) in the central Principal Cordillera and eastern Principal Cordillera. Therefore minimum surface uplift should be smaller than or equal to the incision in each region. Because at each location the incision was very rapid, we infer that the uplift would have also occurred very rapidly in > 2 million years.

5.2. Fission-track Ages

Figure 8 shows the 41 apatite fission-track (AFT) and the 14 zircon fission-track (ZFT) ages obtained in this study (see Figure 3 for sample location and electronic supplement #2 for details*). Most of the samples were collected near the valley bottoms. Data are plotted as a function of the distance from the Mesozoic-Cenozoic contact in the Central Depression (see Figure 2 and 3 for the location of this contact). In the central Principal Cordillera and eastern Principal Cordillera, AFT ages range between 1.4 and 10 Ma. Because these ages are much younger than the host rocks (Mesozoic and Eocene-lower Miocene), they correspond either to exhumation or cooling after resetting by post-depositional magmatic activity. It is likely that the

* presentadas en el Anexo II

ages that fall close to 10 Ma correspond to cooling ages after the heating produced by the emplacement of the ~ 10 Ma-old intrusive belt. It is unlikely that the youngest ages are related to such a process because the youngest intrusive bodies are very small in comparison with the 10 Ma-old belt. For example, the ~ 1.2 Ma-old pluton located at the Volcán valley extends over less than 1 km². Neglecting the ~ 10 Ma-old AFT ages, the main population of AFT ages ranges from 1 to 5 Ma. Therefore AFT ages in the central Principal Cordillera and eastern Principal Cordillera

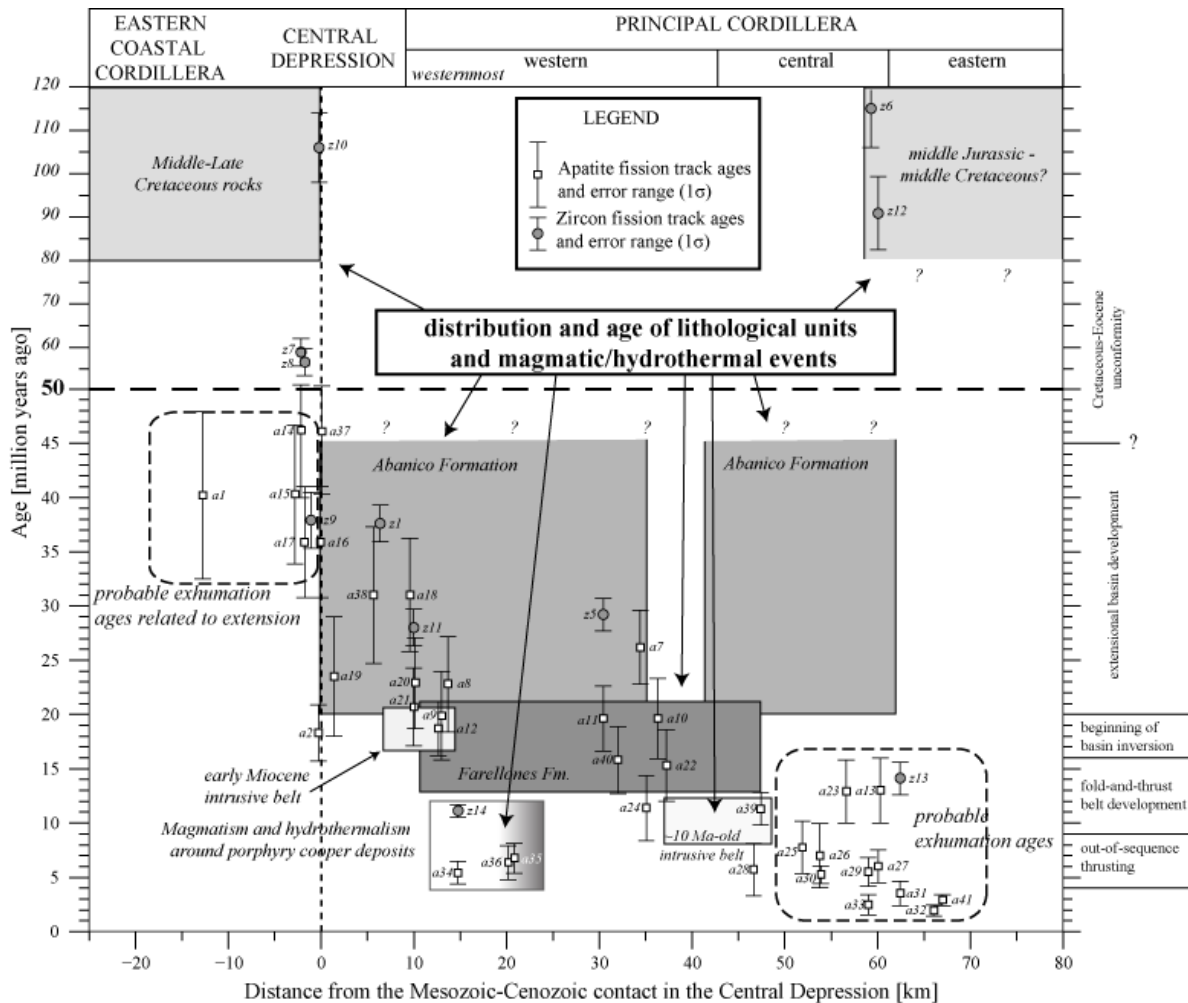


Figure 8. Fission-track ages projected on profiles perpendicular to the orogen strike. 0 km as in Figure 4. Distribution and age of lithological units and magmatic/hydrothermal events permits to correlate them with some fission-track ages and interpret exhumation (see text). Age range for the Abanico Formation after *Gana and Wall* [1997], *Vergara et al.* [1999], *Charrier et al.* [2002], *Fuentes et al.* [2002], and *Fock et al.* [2005], for the Farellones Formation after *Vergara and Drake* [1978], *Beccar et al.* [1986], *Aguirre et al.* [2000], and *Fuentes et al.* [2002], for the magmatic and hydrothermal activity in porphyry copper systems after *Vergara and Drake* [1978], *Maksaev et al.* [2004], and *Deckart et al.* [2004], and for the ~ 10 Ma-old intrusive belt after *Vergara and Drake* [1978], *Kurtz et al.* [1997], and *Cornejo and Mahood* [1997].

could represent exhumation rather than a magmatic/hydrothermal heating and cooling effect.

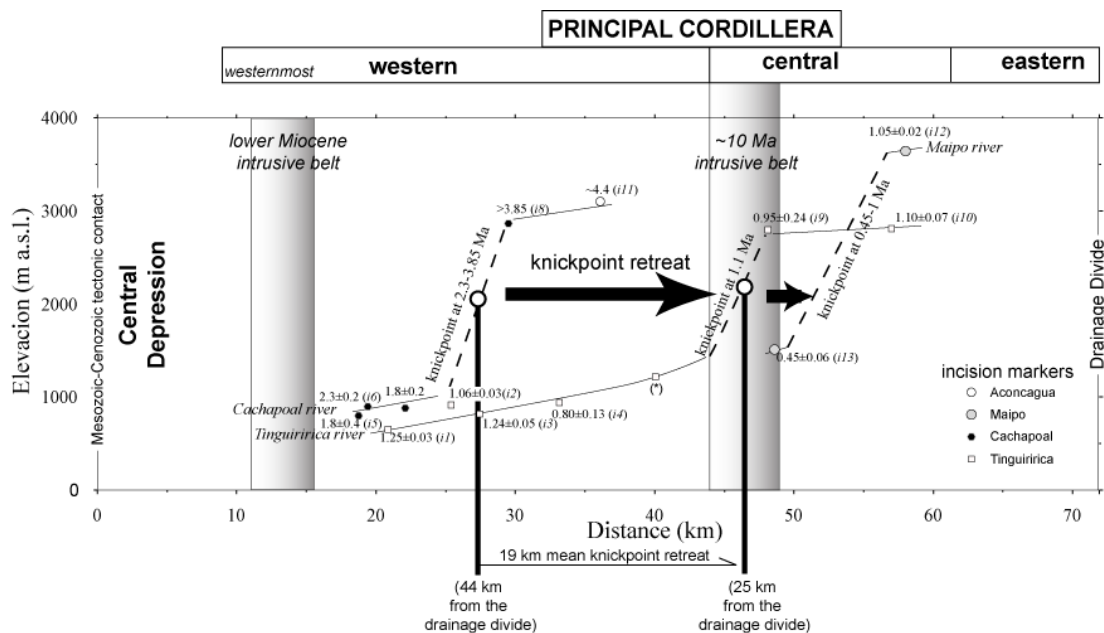


Figure 9. Analysis of incision markers and knickpoint retreat in the Tinguiririca and Cachapoal basins. Markers are plotted along transect perpendicular to the orogen-strike. Based on the markers in the Cachapoal river valley, the mean position of the knickpoint between 3.85 and 2.3 Ma was 44 km downstream from the drainage divide, whilst in the Tinguiririca river knickpoint at 1.1 Ma was 25 km downstream from the drainage divide. Considering the mean distance between both knickpoints, the knickpoint retreat celerity ranges between 6.5 and 19 mm/yr with a central value of 9.6 mm/yr (Table 3). The markers of the rest of the basins are also displayed as reference. The star (*) shows the prolongation of base of the lava observed downstream. Ages are in millions years ago.

In turn, AFT ages obtained in the western Principal Cordillera fit well with depositional ages of the Abanico and Farellones formation, except near the porphyry copper deposits (Figure 8). We suspect that youngest cooling ages close to these deposits mark the magmatic and hydrothermal activity there. In fact, the youngest U/Th-He age of 2.4 Ma obtained by *McInnes et al.* [2005] close to the El Teniente mine is very similar to the oldest age obtained for the lava deposit close to the thalweg in the Cachapoal river (2.3 ± 0.2 Ma). This situation is in agreement with a magmatic heating and cooling effect rather than exhumation. On the other hand, the similarity between the AFT and depositional ages obtained in the western Principal Cordillera shows that rocks were not heated above 110-125°C.

In summary, fission-track ages suggest that exhumation occurred mostly after 5 Ma in the central and eastern Principal Cordillera, which is consistent with the age of the main event of incision. On the other hand, exhumation in the western Principal Cordillera, eastern Coastal Cordillera, and Central Depression has not been large enough to expose rocks that underwent apatite fission-track resetting during the Neogene. In spite of the good correlation between larger incision in the central and eastern Principal Cordillera and the AFT ages, the presence of < 5 Ma-old plutons at this place can alternatively explain the younger cooling ages.

5.3. Estimating Celerities and Shape of Upstream Propagation of the Erosion

Based on the data presented above, it is possible to estimate where knickpoints were located during the upward propagation of the erosion. Particularly, three knickpoint positions and their respective ages can be directly interpreted from these data. The first one can be inferred in the

central Principal Cordillera along the Maipo basin, where the knickpoint crossed between 1.2 and 0.45 Ma (Figure 9). Likewise, the knickpoint crossed the zone close to the El Teniente mine along the Cachapoal basin between 3.85 and 2.3 Ma. The position and age of the knickpoints in these basins, however, is only roughly estimated based on this methodology.

In turn, the ~ 1.1 Ma-old lavas deposited in the Tinguiririca valley mark very well the position of the knickpoint at that time. The lavas are situated very near the valley bottom in the western Principal Cordillera. In turn, the bedrock where the lavas were deposited increases its elevation up to ~ 1.5 km above the valley bottom near the ~ 10 Ma-old intrusive belt (Figure 9). Moreover, the geometry of the thalweg where the lavas were deposited (Figure 9) can be interpreted as the result of knickpoint retreat under a parallel-retreat model (c.f., Figure 1).

Table 3. Calculation of knickpoint celerity

Parameter	Value	Description	Reference
Calculation of the erodability constant K			
b	44,000 m	distance of 3.85-2.3 Ma-old knickpoint from the drainage divide	see Figure 8
a	25,000 m	distance of the 1.1 Ma-old knickpoint from the drainage divide	see Figure 8
h	1.76	reciprocal of the Hack's law	values obtained in section 3 (Table 1)
k_a	$6.12 \text{ m}^{0.24}$	constant of the Hack's law	
m	0.5	adimensional exponent of the stream-power law	
n	1	adimensional exponent of the stream-power law	
C_{ba}	0.0065 m yr^{-1}	minimum mean speed between both knickpoints	values obtained in section 4.2.1 (see Figure 8)
	0.0190 m yr^{-1}	maximum mean speed between both knickpoints	
	$0.0096 \text{ m yr}^{-1} *$	central mean speed between both knickpoints	
K	$2.73 \cdot 10^{-7} \text{ yr}^{-1}$	Erodability constant of the stream power law	calculated from equation (7)
	(minimum)		
	$7.97 \cdot 10^{-7} \text{ yr}^{-1}$		
	(maximum)		
	$4.03 \cdot 10^{-7} \text{ yr}^{-1}$		
	(central)*		
Calculation of the onset of the surface uplift			
d	140,000 m	distance from paleocoast up to the drainage divide	
e	44,000 m	distance of the 3.85-2.3 Ma-old knickpoint from the drainage divide	
C_{de}	$0.01446 \text{ m yr}^{-1}$	minimum mean speed between d and e	calculated from equation (6)
	$0.04226 \text{ m yr}^{-1}$	maximum mean speed between d and e	
	$0.02135 \text{ m yr}^{-1} *$	central mean speed between d and e	
$T = (d - e) / C_{de}$	2.27 m.y. (minimum)	timing for arrival to the Principal Cordillera	
	6.64 m.y. (maximum)		
	4.50 m.y. (central)*		
T_0	4.57 Ma (minimum)	age of the onset of surface uplift	
	10.49 Ma (maximum)		
	7.58 Ma (central)*		

* Central value obtained from the mean age of knickpoint pass in the Cachapoal river between 2.3 and 3.85 Ma (3.075 Ma) and subsequent calculations.

Calculations were made using the equations in Appendix A.

Morphometric parameters between the Tinguiririca and Cachapoal basins (Hack's law parameters, see Table 1) can be considered comparable. However, the much larger drainage area of the Maipo basin does not allow a quantitative comparison with the other basins. Because of this, we made a quantitative analysis of the knickpoint positions and timing in the Cachapoal and Tinguiririca valleys (Figure 9). This procedure shows that the knickpoint at 2.3-

3.85 Ma was situated 44 km from the drainage divide, and that at 1.1 Ma, it was situated 19 km upward (25 km from the drainage divide, see Table 3). Using these values, the knickpoint retreat celerity between these two points ranges between 6.5 and 19 mm·yr⁻¹ with a central value of 9.6 mm·yr⁻¹. It is necessary to point out that knickpoint celerity is a mean value that is only valid for the segment between two knickpoint locations; in fact, celerity should vary with drainage area (see Appendix A for further explanation about the stream power model). Thus it is not valid to use directly this value to estimate the age of the onset of knickpoint retreat.

In order to estimate this age, we used a stream-power law model for detachment-limited systems based on *Whipple and Tucker* [1999] (see Appendix A). The stream-power law relates the erosion rate to the drainage area *A* (as proxy for discharge) and the slope *S* (see equation A1). We assumed values for the non-dimensional constants *n* and *m* of the stream-power law to be 1 and 0.5, respectively. We used *n* = 1 because this value is consistent with the observed parallel retreat [c.f., *Tucker and Whipple*, 2002]. Moreover, *m* = 0.5 is consistent with predicted values of the *m/n* ratio, which commonly fall into a narrow range near 0.5 (see *Whipple and Tucker* [1999], and reference therein). We also used the parameters of the Hack's law previously calculated (Table 1). Based on these assumptions, we determined an erodability constant *K* ranging between 2.7·10⁻⁷ yr⁻¹ and 8.0·10⁻⁷ yr⁻¹ (see Appendix A and Table 3).

Table 4. Summary of some knickpoint retreat speed estimates

Location	knickpoint retreat rate (mm·yr ⁻¹)	Time scale	Reference
Dead Sea basin	0.25-0.50	10 ⁶ -10 ⁷ yr	<i>Haviv et al.</i> [2003]
Hawaii	0.5-2	10 ⁶ yr	<i>Seidl et al.</i> [1994]
SE Australia	~ 2.0	10 ⁷ -10 ⁸ yr	<i>Nott et al.</i> [1996]
Northern Chile	~ 10	10 ⁶ -10 ⁷ yr	<i>Schlunegger et al.</i> [2006]
Utah	~ 10	10 ³ -10 ⁴ yr	<i>Phillips et al.</i> [2004]
Andes of Central Chile	6.5-19 14.5-42.3	Principal Cordillera Coastal Cordillera and Central Depression	10⁶-10⁷ yr <i>This work</i>
San Jacinto mountains, California	12-44	10 ⁶ yr	<i>Dorsey and Roering</i> [2006]
Jalisco, Mexico	36	10 ⁶ yr	<i>Righter</i> [1997]
SE Spain	200	10 ⁴ -10 ⁵ yr	<i>Mather et al.</i> [2002]
Costa Rica arc	200-250	10 ⁶ yr	<i>Marshall et al.</i> [2003]
Yalobusha river, Mississippi basin	5.4·10 ² -1.55·10 ⁴	> 4 yr	<i>Simon and Thomas</i> [2002]
Homichitto river, Mississippi basin	1.5·10 ⁴ -9.4·10 ⁵	60 yr	<i>Daniels</i> [2002]

Note that sites are in descending order according to their knickpoint retreat celerity.

These values allow us to compute a mean celerity function depending on the downstream distance (see Appendix A). Integrating the celerity, the model suggests that knickpoint retreat began at 10.5-4.6 Ma if it started in the western edge of the eastern Coastal Cordillera (expected coastline at this time), and at 5.6-2.9 if it started in the western edge of the Principal Cordillera (western scarp of the mountain belt, namely, the San Ramón-Pocuro fault and its southward prolongation). These ages correspond to retreat celerities ranging between 10 and 40 mm/yr, which can be considered as slow-to-mean values (see Table 4).

6. Discussion

The relicts of peneplains located near the summits of the eastern Coastal Cordillera and in the Principal Cordillera show that an uplift occurred at a regional scale but not necessary at the same time everywhere. Furthermore, emerged marine sediments near the present-day coastline (western Coastal Cordillera) show that this area has been also considerably uplifted. Next, we address the following questions that our data cannot solve directly: (1) Did the peneplains of the eastern Coastal Cordillera and western Principal Cordillera correspond the same surface?, (2) Was the uplift in the continental margin contemporaneous everywhere? (3) When did it occur?, and (4) Which were the controlling mechanisms for regional uplift in this region?

First, we propose to correlate the peneplains of the eastern Coastal Cordillera with those of the western Principal Cordillera that are facing each other. The main problem of this correlation is the lack of an age for the peneplains of the eastern Coastal Cordillera. There, fission-track ages have provided Eocene ages, which coincide with the beginning of the extension that led to the development of the Abanico basin. It is unlikely that low-temperature thermochronometers show younger ages because more than 10 km of exhumation would be required to record exhumation because of the low geothermal gradient estimated for this area [e.g., *Oleskevich et al.*, 1999; *Yáñez and Cembrano*, 2004]. The absence of volcanic and sedimentary cover on the surfaces makes particularly difficult to date these peneplains. Furthermore, because the primary surfaces are degraded, cosmogenic dating would reflect younger ages than the peneplanation event. In spite of these problems, it is likely that two offset peneplain surfaces facing each other would have belonged to the same surface because both the most prominent offset correlates with an active fault (San Ramón-Pocuro fault and its southward prolongation) [*Rauld et al.*, 2006] and the surfaces present a great morphological similitude.

As previously mentioned, the San Ramón-Pocuro fault (and its southward prolongation) would have produced no more than 1.1 km of relative upheaval on the eastern block (western Principal Cordillera) at the latitude of Santiago, and no more than 800 m at 35°S. Because the incision in the western Principal Cordillera at 34°S was more than 2 km, the Principal Cordillera and eastern Coastal Cordillera should have been uplifted during the same event with a greater offset (30% more) east of the San Ramón-Pocuro fault, including its southward prolongation. Most of this differential uplift probably occurred during the main regional uplift event because only ~ 150 m of incision occurred in the main rivers of the western Principal Cordillera after 2.3 Ma. If effectively the surfaces observed in the eastern Coastal Cordillera and western Principal Cordillera corresponded to the same peneplains, the uplift would have begun at 10.5-4.6 Ma according to our erosion model.

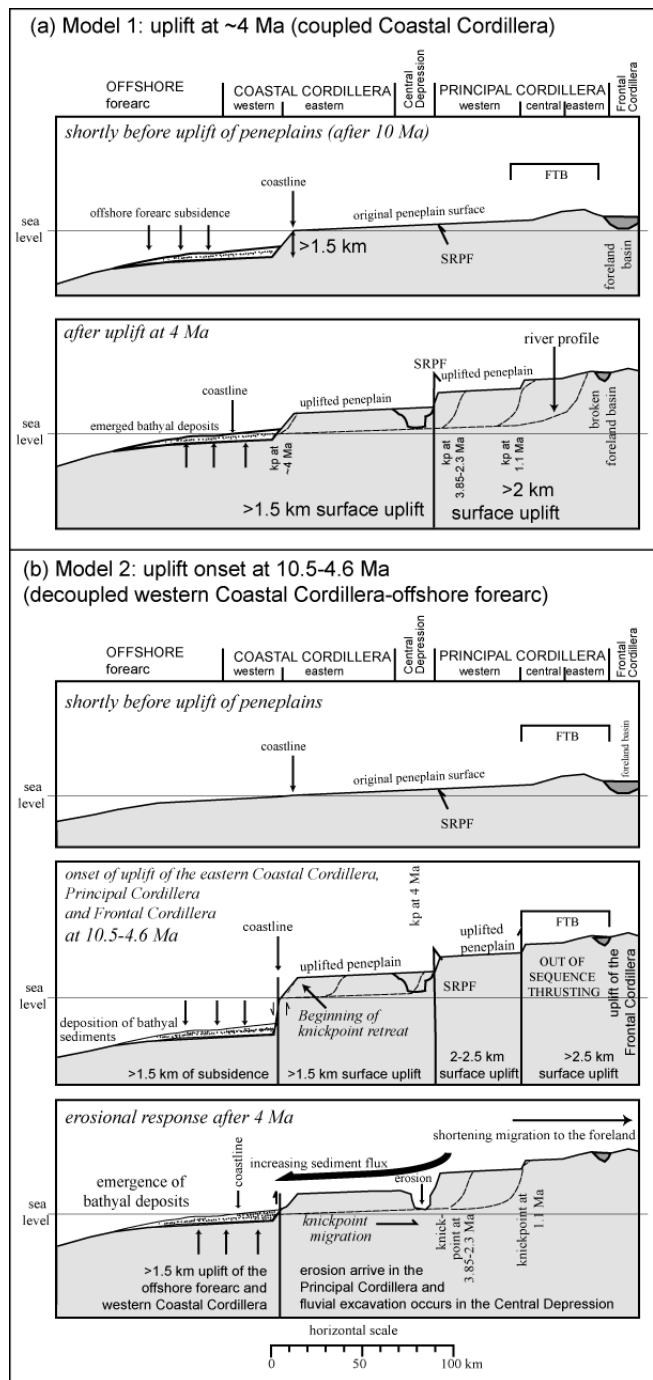


Figure 10. Models for surface uplift. (a) Model 1. This model implies that uplift occurred shortly before 4 Ma. Uplift in this model affected simultaneously the offshore forearc, Coastal Cordillera and Principal Cordillera. (b) Model 2. This model implies that uplift occurred in the eastern Coastal Cordillera and Principal Cordillera, whilst the offshore forearc and western Coastal Cordillera subsided at this time. Following to the model proposed by *Melnick and Etcher* [2006], in this scenery the erosion in the already uplifted Principal Cordillera and eastern Coastal Cordillera would have increased the sediment flux into the trench, thus inducing the uplift of the offshore forearc and western Coastal Cordillera after 4 Ma.

The emergence of marine deposits in the western Coastal Cordillera occurred between 4.4 and 2.7 Ma. The similitude between the youngest extreme for the onset of knickpoint retreat from the western edge of the eastern Coastal Cordillera (4.6 Ma), and the oldest extreme for the emergence of marine deposit in the western Coastal Cordillera (4.4 Ma) suggests that regional and sudden uplift occurred shortly before 4 Ma. This model would have affected the entire Coastal Cordillera and Principal Cordillera (Model 1, Figure 10a).

However, we propose an alternative model based on complementary evidence and the synchronism with major geodynamic events in this region (Model 2, Figure 10b). This model suggests that the western Coastal Cordillera and the offshore forearc were uplifted after the eastern Coastal Cordillera and Principal Cordillera, and that the uplift magnitude was different in each zone. We base this proposition on the following facts. In the eastern Coastal Cordillera, the relicts of peneplains decrease in elevation from 2100 at 33°S to < 1000 m a.s.l at 35°S. Although the peneplain surface could have had variable altitudes before uplift, this strong decrease indicates that the uplift also decreased to the south. The situation described above seems to be supported by the fact that the elevation of the western Principal Cordillera decreases southwards approximately at the same rate as that of the eastern Coastal Cordillera (Figure 4). This feature is also supported by an approximately similar southward rate of reduction of the crustal thickness [see *Tassara et al.*, 2006]. In turn, the magnitude of uplift of the western Coastal Cordillera has been showed to be nearly the same from 33-34° to 45° [*Encinas et al.*, 2007; *Finger et al.*, 2007; *Melnick and Echtler*, 2006]). This suggests the existence of a fault system separating the western from the eastern Coastal Cordillera. Such a fault system has been described by *Melnick et al.* [2006] at 37-38°S and can be inferred by the location of bedrock rivers along the main streams near the coast (see Figure 5). Concerning the onset of uplift in both parts (i.e., western Coastal Cordillera and eastern Coastal Cordillera-western Principal Cordillera), if we consider a 3.4 Ma age (mean age) for the emergence of the bathyal deposits and a 7.6 Ma age (central age, see Table 3) for the onset of knickpoint retreat, it is possible to conclude that the western Coastal Cordillera was uplifted after the rest of the Andes of Central Chile. However, this is a somewhat weak argument considering the uncertainty on the incision model used to estimate the erosion onset.

In spite of this, three other major events in this region occurred between 10 and 4 Ma: (1) at ~ 10 Ma the southern edge of the flat slab subduction zone reached its present-day location at ~ 33°S [*Yáñez et al.*, 2001] (the southern boundary of the flat subduction is at 33°S, namely the north boundary of the study area), (2) the uplift of the Frontal Cordillera and the development of out-of-sequence thrusts in the central-eastern Principal Cordillera, and (3) a high subsidence of the western Coastal Cordillera and the offshore forearc [*Encinas et al.*, 2007; *Finger et al.*, 2007].

Some works have related the flattening of the slab to the reactivation of high-angle basement structures, which resulted in the uplift of the Frontal Cordillera and Precordillera, and in the subsequent activity of out-of-sequence thrusts in the Principal Cordillera [e.g., *Ramos et al.*, 2002; *Giambiagi and Ramos*, 2002]. The out-of-sequence thrusting event in the central-eastern Principal Cordillera lasted until ~ 4 Ma. At this time, shortening migrated farther east to the foreland. In fact, present-day deformation within the Principal Cordillera is mainly related to strike-slip kinematics according to the Harvard CMT focal mechanism for shallow earthquakes $M > 5$ recorded during the last three decades [*Fariás et al.*, 2006a]. We propose that the

forelandward migration of shortening would have occurred because of the large elevation reached by the mountain belt after the main surface uplift event (Figure 10b); that is, the increase in vertical stress would have resulted large enough to prevent contraction within the mountain belt and to produce the migration of the shortening to the lowlands (see for example the model of *Dalmayrac and Molnar* [1981]). This migration would have been also favored by a decreasing convergence rate at this time [*Somoza*, 1998] that would have led to a decrease in the horizontal stress. Therefore elevation reached by the mountain belt at ~ 4 Ma would not differ too much from its current elevation and is, thus, consistent with great uplift at 10-4 Ma.

Between 10 and 4 Ma, the western Coastal Cordillera was subsiding [*Finger et al.*, 2007; *Encinas et al.*, 2007]. *Encinas et al.*, [2007] considered that the only reliable process that could produce this subsidence is the tectonic erosion of the continental margin. This process occurring in the coastal-offshore forearc could be consistent with contemporaneous uplift of the rest of the Andes in the study region (see the model of *Lamb and Davis* [2003]). On the other hand, *Melnick and Etchler* [2006] proposed that uplift of the bathyal deposits would have been the result of frontal accretion and subduction of water-rich material due to an increase on sediment flux incoming to the trench (Figure 10b). These authors proposed that the onset of glacial denudation in the already uplifted high Andes would have propitiated this process. We consider likely that fluvial erosion of the mountain belt in response to the surface uplift could have also contributed to ncrease the sediment flux incoming to the trench (Figure 10b). This, because knickpoints arriving in the western Principal Cordillera at 3.8-2.3 Ma would have increased the rate of sedimentary production, which is consistent with the ages for the onset of the uplift of the western Coastal Cordillera and the offshore forearc.

Table 5. Calculation of crustal shortening, thickening and uplift

Model	Zone affected by shortening	Final length of the shortened zone (L)	shortening (ΔL)	Mean final crustal thickness (T) of the zone affected by shortening	Thickening (ΔT)	Uplift* (Δh)
1	Trench to Frontal Cordillera	330	32	40-50	2.7-3.4	0.63-0.79
2	eastern Coastal Cordillera, Principal Cordillera and Frontal Cordillera	160	32	50-60	8.3-10.0	1.49-1.79

Mean uplift affecting the zone comprised between the trench and the Frontal Cordillera (Model 1 in section 6) and between the eastern Coastal Cordillera and the Frontal Cordillera (Model 2).

* Calculated using equation B3

As previously mentioned, the most likely model (Model 2, Figure 10b) implies that regional uplift and deformation in the Principal Cordillera were coeval. However, the shortening accommodated between 10 and 4 Ma was only ~ 32 km at the latitude of Santiago [*Giambiagi and Ramos*, 2002]. Even though shortening could be underestimated, such a magnitude of shortening would produce 1.5-1.8 km of mean surface uplift from the eastern Coastal Cordillera to the Frontal Cordillera (see Table 5 and Appendix B). This uplift equals the minimum surface uplift estimated for the eastern Coastal Cordillera, but it is relatively similar to the mean uplift at 35°S. Unfortunately, there is no estimation for the magnitude of shortening at 35°S. In spite of this, we suspect that this should be lesser because crustal thickness is about 10 km minor than at

33°S [see *Tassara et al.*, 2006]. Therefore the crustal shortening occurring at this time could not explain completely the observed surface uplift.

The establishment of the southern edge of the flat-slab subduction zone (33°S) at ~ 10 Ma would have produced changes in the upper mantle material distribution beneath the mountain belt. This process probably induced material displacement to the south and to the southeast [c.f., *Wagner et al.*, 2005], which could produce changes in the floatability of the continent (see *Yáñez et al.* [2001], and references therein). We agree with the fact that flat subduction should not significantly affect regions situated ~ 200 km to the south (i.e., at 35°S). However, this is consistent with the southward decrease in elevation of the mountain belt. Therefore it is reasonable to propose that surface uplift would have been mainly the result of tectonic shortening and partially as a consequence of the effects related to the flattening of the slab.

7. Summary and Conclusions

Based on morphological analysis and fission-track and radiometric data, we presented evidence for rapid and high magnitude regional uplift of the Andes of Central Chile. Evidence can be synthesized as follows: (1) high-elevated peneplains in the eastern Coastal Cordillera and in the western Principal Cordillera, and (2) more than 2 km of incision in the Principal Cordillera.

Peneplains in the eastern Coastal Cordillera and in the western Principal Cordillera would have corresponded to the same surface prior to the onset of the uplift. Offset between them would be the result of the activity of the San Ramón-Pocuro fault, including its southward prolongation. This offset implies that this fault would have produced < 1.1 km of relative upheaval on the Principal Cordillera at the latitude of Santiago and 800-600 m at 35°S. Most of the uplift of the eastern Coastal Cordillera and Principal Cordillera would have occurred during the same event.

Peneplain elevations show that the eastern Coastal Cordillera underwent 2.1-1.5 km of surface uplift at the latitude of Santiago, and < 1 km at 35°S. Peneplains and incision markers show that the western Principal Cordillera has been uplifted ~ 2 km, and the central Principal Cordillera and eastern Principal Cordillera were uplifted between 1.5 km (at 34°30'S) and > 2.5 km (at 33°45'S).

Incision rates show minimum values between 1.0-1.7 $mm\ yr^{-1}$ across the Principal Cordillera along a short period (~ 1-2 million years). Incision occurred sooner in the western Principal Cordillera than in the eastern Principal Cordillera, which is evidence for the delay in the propagation of the erosion. Using incision markers, knickpoint retreat celerity ranges between 6 and 19 $mm\ yr^{-1}$. Modeling using a stream-power law for detachment-limited systems gives velocities of knickpoint retreat between 10 and 40 $mm\ yr^{-1}$ for the segment comprised from the paleocoast (western edge of the eastern Coastal Cordillera) to the western Principal Cordillera. This estimation shows that knickpoints arrived in the western Principal Cordillera 2-6 million years after the onset of surface uplift, and > 2 million years later in the eastern Principal Cordillera. These results reveal that the erosional response to uplift could have been delayed 5-10 million years. Therefore different methodologies based on erosional and sedimentary records that are commonly used to interpret ancient or recent uplift would need to be reevaluated.

Based on our estimations, surface uplift would have begun between 10.5 and 4.6 Ma (central age at 7.6 Ma) and lasted about 2 million years. Because our estimation for the onset of surface uplift is very rough, we proposed two models for the timing and the zones affected by surface uplift. The first proposition implies that surface uplift would have commenced shortly before 4 Ma affecting the zone comprised from the offshore forearc to the Principal Cordillera. The second model suggests that the western Coastal Cordillera and the offshore forearc began to be uplifted after the uplift of the eastern Coastal Cordillera and Principal Cordillera. We consider that the second model is more reliable because three major tectonic events occurred at the same time in the study region, which could also explain the surface uplift. These processes are (1) the establishment of the southern edge of the flat-subduction region at its present-day location at ~ 10 Ma, (2) the uplift of the Frontal Cordillera and out-of-sequence thrusting in the eastern-central Principal Cordillera, (3) and high subsidence of the offshore forearc and western Principal Cordillera. On the other hand, it has been previously proposed by other authors that the uplift of the offshore forearc and western Principal Cordillera would have been a consequence of large sediment income in the trench. This process could be the end-result of the erosion in response to the surface uplift.

Concluding, the great surface uplift would be the result of the tectonic shortening that affected the eastern and central Principal Cordilleras between 8.5 and 4 Ma, and the influence produced by the flattening of the slab in the northern part of the study region.

Appendix A. Estimation of mean knickpoint-retreat celerity

Erosion in detachment-limited systems can be modeled by a stream-power law, which relates the incision rate E with the drainage area A (as a proxy of the discharge) and the channel slope S [Howard, 1980]:

$$E = \frac{\partial z}{\partial t} = -KA^m S^n \quad (\text{A1})$$

where m and n are positive non-dimensional constants, and K is the dimensional coefficient of erosion. This relationship can be rewritten in the form of a non-linear kinematic wave equation [e.g., Rosenbloom and Anderson, 1994; Whipple and Tucker, 1999]:

$$\frac{\partial z}{\partial t} = -KA^m S^{n-1} \left| \frac{\partial z}{\partial x} \right|, \quad \frac{\partial z}{\partial x} < 0 \quad (\text{A2})$$

where $C \approx KA^m S^{n-1}$ is the wave speed. From the Hack's law, the drainage area can be approximated by the distance x downstream from the drainage divide along the main trunk:

$$A = k_a x^h \quad (\text{A3})$$

where k_a is a dimensional constant and h is the reciprocal of the Hack exponent. Combining (A2) with (A3), the wave speed equation can be reduced to one-dimension:

$$C(x) = Kk_a^m x^{hm} S^{n-1} \quad (\text{A4}).$$

Considering $n = 1$, equation (A4) takes a simplified form:

$$C(x) = Kk_a^m x^{hm} \quad (\text{A5}).$$

Given two points along the main river ($x = a$ and $x = b$ from the drainage divide, $a < b$), the average wave celerity is represented by

$$\bar{C}_{ab} = (b-a) / \left[\int_a^b C(x)^{-1} \cdot dx \right] = (b-a) \cdot \frac{KK_a^m \cdot (1-hm)}{(b^{1-hm} - a^{1-hm})} \quad (\text{A6}).$$

Knowing the average wave speed between two points (b^* and a^*), the mean erodability constant K can be evaluated:

$$K = \frac{\bar{C}_{b^*a^*} \cdot b^{*1-hm} - a^{*1-hm}}{(b^* - a^*) \cdot k_a^m (1-hm)} \quad (\text{A7})$$

Inversely, knowing K it is possible to evaluate equation (A6) and thus extrapolate the result to other segments of the main rivers.

Appendix B. Calculation of Surface Uplift due to Crustal Shortening

Crustal thickening in mountain ranges mainly results from tectonic shortening. In a 2D analysis, crustal thickening (ΔT) resulting from tectonic shortening (ΔL) can be calculated using the following relationship:

$$(L + \Delta L) \cdot (T - \Delta T) = L \cdot T \Leftrightarrow \Delta T = T \left(1 - \frac{L}{L + \Delta L} \right) \quad (\text{B1}).$$

where L and T are the final crustal length and thickness, respectively. Surface uplift (Δh) resulting from Airy isostatic compensation after thickening (ΔT) is defined by:

$$\Delta h = \frac{1}{5.6} \Delta T \quad (\text{B2})$$

considering normal crustal and mantle densities of $2.8 \cdot 10^3$ and $3.3 \cdot 10^3$ kg m⁻³, respectively.

Combining (B1) with (B2):

$$\Delta h = \frac{T}{5.6} \left(1 - \frac{L}{L + \Delta L} \right) \quad (\text{B3}).$$

Acknowledgements

This work was supported by the FONDECYT Project N°1030965, the Bicentennial Program in Science and Technology Grant ANILLO ACT-18, and the INSU Grant "Reliefs de la Terre. Impact du climat sur la dynamique du relief des Andes: quantification et modélisation". M. Fariás doctoral study at the Universidad de Chile and Université Paul Sabatier has been supported by the Institut de Recherche pour le Développement (IRD). Some figures and analyses were made using GMT 4.1 [Wessel and Smith, 1998] and GRASS 6.2 (<http://grass.itc.it>). Morphological analysis was performed using SRTM 90m DEM (<http://seamless.usgs.gov>) and GTOPO30 (<http://edcdaac.usgs.gov/gtopo30/gtopo30.htm>) digital topography. We thank our colleague Marcelo Araya, Compañía Minera Cenizas Alhué, and Sergio Cuevas for valuable help during fieldwork. Apatite to Zircon Inc. is acknowledged for rapid and thorough apatite and zircon fission-track analyses. Useful discussion with Andrés Tassara, Gérard Hérial, Victor MaksaeV, M. Pia Rodriguez, Marcia Muñoz and Julien Babault helped develop and clarify our ideas. Constructive comments by Onno Oncken, Daniel Melnick, Alain Lavenu, and an anonymous reviewer led to significant improvements in the manuscript.

References

- Abele, G. (1984), Derrumbes de montaña y morrenas en los Andes chilenos, *Revista de Geografía Norte Grande*, 11, 17-30.
- Aguirre, L., G. Feraud, M. Vergara, J. Carrasco, and D. Morata (2000), 40Ar/39Ar ages of basic flows from the Valle Nevado stratified sequence (Farellones Formation), Andes of Central Chile, paper presented at IX Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas, Chile.
- Allmendinger, R.W. (1986), Tectonic development of the southeastern border of the Puna plateau, northwestern Argentina Andes, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 97, 1072-1082.
- Araneda, M., M.S. Avendaño, and C. Merlo (2000), Modelo gravimétrico de la Cuenca de Santiago, etapa II final, paper presented at 9th Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas, Chile, 31 July – 4 August.
- Arcos, R. (1987), Geología del Cuadrángulo Termas del Flaco, provincia de Colchagua, VI Región, Chile, thesis, 279 pp., Departamento de Geología, Universidad de Chile at Santiago, Chile.
- Babault, J., J. Van Den Driessche, S. Bonnet, S. Castelltort, and A. Crave (2005), Origin of the highly elevated Pyrenean peneplain, *Tectonics*, 24, TC2010, doi:10.1029/2004TC001697.
- Baeza, O. (1999), Análisis de litofacias, evolución depositacional y análisis estructural de la Formación Abanico en el área comprendida entre los ríos Yeso y Volcán, Región Metropolitana, thesis, 54 pp., Univ. de Chile at Santiago, Chile.
- Beccar, I., M. Vergara, and F. Munizaga (1986), Edades K-Ar de la Formación Farellones en el Cordón del Cerro La Parva, Cordillera de los Andes de Santiago, Chile, *Rev. Geol. Chile*, 28-29, 109-113.
- Borde, J. (1966), *Les Andes de Santiago et leur avant-pays: étude de géomorphologie*, 559 pp., Union Française d'Impression, Bordeaux, France.
- Brüggen, H. (1950), *Fundamentos de la Geología de Chile*, 510 pp., Instituto Geográfico Militar, Santiago, Chile.
- Burbank, D.W., J. Leland, E. Fielding, R.S. Anderson, N. Brozovic, M.R. Reid, and C. Duncan (1996), Bedrock incision, rock uplift and threshold hillslopes in the northwestern Himalayas, *Nature*, 379, 505-510.

- Camus, F. (2003), *Geología de los Sistemas Porfiricos en los Andes de Chile*, 267 pp., Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Chile.
- Charrier, R., and F. Munizaga (1979), Edades K-Ar de vulcanitas cenozoicas del sector cordillerano del río Cachapoal (34° 15' de latitud Sur), *Rev. Geol. Chile*, 7, 41-51.
- Charrier, R., A.R. Wyss, J.J. Flynn, C.C. Swisher, M.A. Norell, F. Zapatta, M.C. McKenna, and M.J. Novaceck (1996), New evidence for late Mesozoic - early Cenozoic evolution of the Chilean Andes in the upper Tinguiririca valley (35° S), Central Chile, *J. S. Am. Earth Sci.*, 9(2), 1-30.
- Charrier, R., O. Baeza, S. Elgueta, J.J. Flynn, P. Gans, S.M. Kay, N. Muñoz, A.R. Wyss, and E. Zurita (2002), Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°-36°S.L.), *J.S. Am. Earth Sci.*, 15, 117-139.
- Charrier, R., M. Bustamante, D. Comte, S. Elgueta, J.J. Flynn, N. Iturra, N. Muñoz, M. Pardo, R. Thiele, and A.R. Wyss (2005), The Abanico Extensional Basin: Regional extension, chronology of tectonic inversion, and relation to shallow seismic activity and Andean uplift, *Neues Jahrb. Geol. P-A.*, 236(1-2), 43-47.
- Charrier, R., L. Pinto and M.P. Rodríguez, (2007), Tectono-stratigraphic evolution of the Andean orogen in Chile, in *Geology of Chile*, edited by T. Moreno and W. Gibbons, Geological Society, London, 21-116.
- Coira, B., J. Davidson, C. Mpodozis, and V. Ramos (1982), Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile, *Earth Sci. Rev.*, 18, 303-332.
- Cornejo, P. and G. Mahood (1997), Seeing past effects of re-equilibration to reconstruct magmatic gradient in plutons: La Gloria Pluton, central Chilean Andes, *Contrib. Mineral Petr.*, 127, 159-175.
- Dalmayrac, B., and P. Molnar (1981), Parallel thrust and normal faulting in Peru and constraint on the state of stress, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 55, 473-481.
- Daniels, J.M. (2002), Drainage network adjustment following channelization, Homochitto River Basin, Mississippi, in *Ancient Floods, Modern Hazards: Geographic Studies in the Southern United States and Latin America*, edited by M. Steinberg and P. Hudson, pp. 291-308, Geoscience and Man Publications, 36, Baton Rouge, LA.
- Darwin, C. (1903), Letter 501 to J.D. Hooker in October 12th 1849, In *More Letters of Charles Darwin: A Record of his work in a series of hitherto unpublished letters*, edited by F. Darwin, and A.C. Seward, electronic version: <http://charles-darwin.classic-literature.co.uk/more-letters-of-charles-darwin-volume-ii/>.
- Deckart, K., A.H. Clark, C. Aguilar, R. Vargas, A. Bertens, J.K. Mortensen, and M. Fanning (2005), Magmatic and hydrothermal chronology of the giant Río Blanco porphyry copper deposit, Central Chile: implications of an integrated U-Pb and 40Ar/39Ar database, *Econ. Geol.*, 100, 905-934.
- Dorsey, R.J., and J.J. Roering (2006), Quaternary landscape evolution in the San Jacinto fault zone, Peninsular Ranges of Southern California: Transient response to strike-slip fault initiation, *Geomorphology*, 73(1-2), 16-32.
- Elgueta, S., R. Charrier, R. Aguirre, G. Kieffer, and N. Vatin-Perignon (1999), Volcanogenic sedimentation model for the Miocene Farellones Formation, Andean Cordillera, Central Chile, paper presented at 4th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG), Göttingen, Germany.
- Encinas, A., J.P. Le Roux, L. Buatois, S. Nielsen, K. Finger, E. Fourtanier, and A. Lavenu (2006a), Nuevo esquema estratigráfico para los depósitos mio-pliocenos del área de Navidad (33°00'-34°30'S), Chile Central, *Rev. Geol. Chile*, 33(2), 221-246.
- Encinas, A., V. Makshev, L. Pinto, J.P. Le Roux, F. Munizaga, and M. Zentilli (2006b), Pliocene lahar deposits in the Coastal Cordillera of central Chile: Implications for uplift, avalanche deposits, and porphyry copper systems in the Main Andean Cordillera, *J. S. Am. Earth Sci.*, 20(4), 369-381.
- Encinas, A., K.L. Finger, S.N. Nielsen, A. Lavenu, L.A. Buatois, D.E. Peterson, and J.P. Le Roux (2007), Rapid and major coastal subsidence during the late Miocene in south-central Chile, *J. South Amer. Sci.* (in press), doi:10.1016/j.jsames.2007.07.001
- Fariás, M., D. Comte, and R. Charrier (2006a), Sismicidad superficial en Chile Central: Implicancias para el estado cortical y crecimiento de los Andes Centrales Australes, paper presented at XI Congreso Geológico Chileno, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile, 7-11 August.
- Fariás, M., R. Charrier, S. Carretier, J. Martinod, and D. Comte (2006b), Erosión versus tectónica en el origen de la Depresión Central de Chile Central, paper presented at XI Congreso Geológico Chileno, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile, 7-11 August.
- Finger, K.L., S.N. Nielsen, T. Devries, A. Encinas, and D.E. Peterson (2007), Paleontologic evidence for sedimentary displacement in Neogene forearc basins of Central Chile, *Palaios*, 22, 3-16.
- Fock, A., R. Charrier, M. Fariás, V. Makshev, M. Fanning, and P.P. Álvarez, (2005), Deformation and uplift of the western Main Cordillera between 33° and 34°S, paper presented at 6th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG), Barcelona, Spain.
- Fuentes, F., M. Vergara, L. Aguirre, and G. Féraud (2002), Relaciones de contacto de unidades volcánicas terciarias de los Andes de Chile central (33°S): una reinterpretación sobre la base de dataciones ⁴⁰Ar/³⁹Ar, *Rev. Geol. Chile*, 29(2), 207-225.

- Gana, P., and R. Wall (1997), Evidencias geocronológicas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y K-Ar de un hiatus Cretácico Superior-Eoceno en Chile Central (33°-33° 30' S), *Rev. Geol. Chile*, 24(2), 145-163.
- Gardner, T.W. (1983), Experimental study of knickpoint and longitudinal profile evolution in cohesive, homogeneous material, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94, 664-672.
- Giambiagi, L.B., and V.A. Ramos (2002), Structural evolution of the Andes between 33°30' and 33°45' S, above the transition zone between the flat and normal subduction segment, Argentina and Chile, *J. S. Am. Earth Sci.*, 15, 99-114.
- Giambiagi, L.B., V.A. Ramos, E. Godoy, P. P. Alvarez, and S. Orts (2003), Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes, between 33° and 34° south latitude, *Tectonics*, 22(4), 1041, doi:10.1029/2001TC001354.
- Godoy, E., and L. Lara (1994). Segmentación estructural andina a los 33°-34°: nuevos datos en la Cordillera Principal, paper presented at 7th Congreso Geológico Chileno, Concepción, Chile.
- Godoy, E., G. Yáñez, and E. Vera (1999), Inversion of an Oligocene volcano-tectonic basin and uplift of its superimposed Miocene magmatic arc, Chilean central Andes: First seismic and gravity evidence, *Tectonophysics*, 306, 217-326.
- Gripp, A.E., and R.G. Gordon (2002), Young tracks of hotspots and current plate velocities, *Geophys. J. Int.*, 150, 321-361.
- Hack, J. T. (1957), Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland, U.S. *Geol. Surv. Prof. Pap.*, 294, 45-94.
- Haq, B., J. Hardenbol, and P. Vail (1987), Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic, *Science*, 235, 1156-1167.
- Haviv, I., Y. Enzel, K. Whipple, E. Zilberman, J. Stone, A. Matmon, L.K. Fifield (2003), Knickpoint retreat and drawdown reach evolution along the arid escarpments of the Dead Sea Basin, *Geol. Soc. Am. Abstract with Programs*, 35(6), 333.
- Howard, A. D. (1980), Thresholds in river regimes, in *Thresholds in Geomorphology*, edited by D. R. Coates and J. D. Vitek, pp. 227-258, Allen and Unwin, Concord, Mass.
- Isacks, B.L. (1988), Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline, *J. Geophys. Res.*, 93 (B4), 3211-3231.
- Jordan, T. E., B. L. Isacks, R. W. Allmendinger, J. A. Brewer, V. Ramos, and C. J. Ando (1983), Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94, 341-361.
- Kay, S.M. and A. Kurtz (1995), Magmatic and tectonic characterization of the El Teniente region. CODELCO (unpublished report), 180 pp.
- Kay, S.M., and C. Mpodozis (2001), Central Andes ore deposits linked to evolving shallow subduction systems and thickening crust, *GSA Today*, 11, 4-9.
- Kay, S.M., C. Mpodozis, V. Ramos, and F. Munizaga (1991), Magma source variations for mid-late Tertiary magmatic rocks associated with a shallowing subduction zone and thickening crust in the central Andes, *Geol. Soc. Am., Special Paper*, 265, 113-137.
- Kay, S.M., E. Godoy, and A. Kurtz (2005), Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 117, 67-88.
- Kurtz, A., S.M. Kay, R. Charrier, and E. Farrar (1997), Geochronology of Miocene plutons and exhumation history of the El Teniente region, Central Chile (34°-35°S), *Rev. Geol. Chile*, 24(1), 75-90.
- Lamb, S., and P. Davis (2003), Cenozoic climate change as a possible cause for the rise of the Andes, *Nature*, 425(6960), 792-797.
- Levi, B., L. Aguirre, J. Nyström, H. Padilla, and M. Vergara (1989), Low-grade regional metamorphism in the Mesozoic-Cenozoic sequences of the Central Andes, *J. Metamorph. Petrol.*, 7, 487-495.
- Maksaev, V., M. Zentilli, F. Munizaga, and R. Charrier (2003), Denudación/alzamiento del Mioceno Superior – Plioceno Inferior de la Cordillera de Chile Central (33°-35°S) inferida por dataciones por trazas de fisión en apatito de plutones miocenos, paper presented at X Congreso Geológico Chileno, Concepción, Chile.
- Maksaev, V., F. Munizaga, M. McWilliams, M. Fanning, R. Mathur, J. Ruiz, and M. Zentilli (2004), New chronology for El Teniente, Chilean Andes, from U/Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, Re/Os and fission-track dating: Implications for the evolution of a supergiant porphyry Cu-Mo deposit, in *Andean Metallogeny: New discoveries, Concepts, Update, Society of Economic Geologists Special Publication*, 11, pp. 15-54, edited by R.H. Sillitoe, J. Perelló, and C.E. Vidal, Society of Economic Geologists, Littleton, Colorado.
- Marshall, J.S., B.D. Idleman, T.W. Gardner, and D.M. Fisher (2003), Landscape evolution within a retreating volcanic arc, Costa Rica, Central America, *Geology*, 31(5), 419-422.
- Mather, A.E., M. Stokes, and J.S. Griffiths (2002), Quaternary landscape evolution: a framework for understanding contemporary erosion, southeast Spain, *Land Degrad. Develop.*, 13, 89-109, doi:10.1002/ldr.484.
- Mathur, R., J. Ruiz, and F. Munizaga (2000), Relationship between copper tonnage of Chilean base-metal porphyry deposits and Os isotope ratios, *Geology*, 28, 555-558.

- Melnick, D., and H.P. Echtler (2006), Inversion of forearc basins in south-central Chile caused by rapid glacial age trench fill, *Geology*, 34(9), 709-712.
- Melnick, D., B. Bookhagen, H.P. Echtler, and M.R. Strecker (2006), Coastal deformation and great subduction earthquakes, Isla Santa Maria, Chile (37°S), *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 118(11), 1463-1480.
- McInnes, B.I.A., N.J. Evans, F.Q. Fu, S. Garwin, E. Belousova, W.L. Griffin, A. Bertens, D. Sukarna, S. Permadewi, R.L. Andrew, and K. Deckart (2005), Thermal History Analysis of Selected Chilean, Indonesian and Iranian Porphyry Cu-Mo-Au Deposits, in *Super Porphyry Copper and Gold Deposits: A Global Perspective, 1*, edited by T.M. Porter, pp. 27-42, PGC Publishing, Adelaide, Australia.
- Miller, K.G., M.A. Komins, J.V. Browning, J.D. Wright, G.S. Mountain, M.E. Katz, P.J. Sugarman, B.S. Cramer, N. Christie-Blick, and S.F. Pekar (2005), The Phanerozoic record of global sea-level change, *Science*, 310, 1293-1298.
- Molnar, P. (2004), Late Cenozoic increase in accumulation rates of terrestrial sediment: How might climate change have affected erosion rates? *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 32, 67-89.
- Nott, J., R. Young, and I. McDougall (1996), Wearing down, wearing back, and gorge extension in the long-term denudation of a highland mass: Quantitative evidence from the Shoalhaven Catchment, Southeast Australia, *Journal of Geology*, 104, 224-232.
- Nyström, J.A., M.A. Parada, and M. Vergara (1993), Sr-Nd isotope compositions of Cretaceous to Miocene volcanic rocks in Central Chile: a trend towards a MORB signature and a reversal with time, paper presented at 2nd International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG) Oxford, England.
- Oleskevich, D.A., R.D. Hyndman, and K. Wang (1999), The updip and downdip limits to great subduction earthquakes: Thermal and structural models of Cascadia, south Alaska, SW Japan, and Chile, *J. Geophys. Res.* 104(B7), 14965-14992, 10.1029/1999JB900060.
- Pazzaglia, F.J., T.W. Gardner, and D.J. Merritts (1998), Bedrock fluvial incision and longitudinal profile development over geological time scales determined by fluvial terraces, in *Rivers over Rocks: fluvial processes in bedrock channels*, edited by K.J. Tinkler and E.E. Wohl, pp. 207-235, AGU, Washington, D.C.
- Phillips, J.D. (2002), Erosion, isostatic response, and the missing peneplains, *Geomorphology*, 45(3-4), 225-241.
- Phillips, W.M., D.C. Commins, S. Gupta, and P.W. Kubik (2004), Rates of knickpoint migration and bedrock erosion from cosmogenic ¹⁰Be in a landscape of active normal faulting, *Geophys. Res. Abstract*, 6, 06582.
- Rabbia, O.M., M. Reich, L.B. Hernández, R. King, and L. López-Escobar (2003), High Al-TTG-like suite at the El Teniente Porphyry Copper Deposit, Chile, paper presented at IX Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas, Chile.
- Ramos V., and B. McNully (2002), Flat-slab subduction in the Andes, Editorial, *J. S. Am. Earth. Sci.*, 15(1), 1-2.
- Rauld R., G. Vargas, R. Armijo, A. Ormeño, C. Valderas, and J. Campos (2006), Cuantificación de escarpes de falla y deformación reciente en el frente cordillerano de Santiago, paper presented at XI Congreso Geológico Chileno, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile, 7-11 August.
- Reich, M., M.A. Parada, C. Palacios, A. Dietrich, F. Schulz, and B. Lehmann (2003), Adakite-like signature of late Miocene intrusions at the Los Pelambres giant porphyry copper deposit in the Andes of Central Chile: metallogenic implications, *Mineralium Deposita*, 38, 876-885.
- Righter, K., (1997), High bedrock incision rates in the Atenguillo river valley, Jalisco, Western Mexico, *Earth Surface Processes and Landforms*, 22, 337-343.
- Robinson, D., and R.E. Bevins (1999), Patterns of regional low-grade metamorphism in metabasites, in *Low-grade metamorphism*, edited by M. Frey and D. Robinson, pp. 143-168, Blackwell Science, Oxford, U.K.
- Rodríguez, M.P., L. Pinto, M. Fariás, and G. Hérial (2007), Recent uplift of the coastal border of Central Chile and its relationship with subduction factory, paper presented at 2nd GEOSUR, Santiago, Chile.
- Rosenbloom, N. A., and R. S. Anderson (1994), Hillslope and channel evolution in a marine terraced landscape, Santa Cruz, California, *J. Geophys. Res.*, 99, 14,013-14,030.
- Schlunegger, F., G. Zeilinger, A. Kounov, F. Kober, and B. Husser (2006), Scale of relief growth in the forearc of the Andes of Northern Chile (Arica latitude, 18°S), *Terra Nova*, 18(3), 217-223.
- SEGEMAR (1997), Mapa Geológico de la República Argentina escala 1:2 500 000, Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires, Argentina.
- Seidl, M. A., and W. E. Dietrich (1992), The problem of channel erosion into bedrock, *Catena Suppl.*, 23, 101-124.
- Seidl, M. A., W. E. Dietrich, and J. W. Kirchner (1994), Longitudinal profile development into bedrock: An analysis of Hawaiian channels, *J. Geol.*, 102, 457-474.
- SERNAGEOMIN (2002), Mapa Geológico de Chile, escala 1:1 000 000, *Map M61*, Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Chile.
- Simon, A., and R.E. Thomas (2002), Process and forms of an unstable alluvial system with resistant, cohesive streambeds, *Earth Surface Processes and Landforms*, 27, 699-718.

- Skewes, M.A., and C. Holmgren (1993), Solevantamiento andino, erosión y emplazamiento de brechas mineralizadas en el depósito de cobre porfídico Los Bronces, Chile Central (33°S): aplicación de termometría de inclusiones fluidas, *Rev. Geol. Chile*, 20, 71-84.
- Skewes, M.A., and C.R. Stern (1996), Late Miocene mineralized breccias in the Andes of Central Chile: Sr and Nd isotopic evidence for multiple magmatic sources, *Society of Economic Geologists Special Publication*, 5, 33-41.
- Somoza, R. (1998), Updated Nazca (Farallon) – South America relative motions during the last 40 Myr: Implications for mountain building in the central Andean region, *J. South Amer. Earth Sci.*, 11(3), 211-215.
- Stern, C.R. and M.A. Skewes (1995), Miocene to present magmatic evolution at the northern end of the Andean Southern Volcanic Zone, Central Chile, *Rev. Geol. Chile*, 22(2), 261-272.
- Stern, C.R., and M.A. Skewes (2004), Origin of giant Miocene and Pliocene Cu-Mo deposits in Central Chile: role of ridge subduction, decreased subduction angle, and long-lived, batholith size, open-system magma chambers, in *Super Porphyry Copper and Gold Deposits: A Global Perspective*, 1, edited by T.M. Porter, pp. 65-83, PGC Publishing, Adelaide, Australia.
- Stern, C.R., H. Amini, R. Charrier, E. Godoy, F. Hervé, and J. Varela (1984), Petrochemistry and age of rhyolitic pyroclastic flows which occur along the drainage valleys of the Río Maipo and Río Cachapoal (Chile) and the Río Yaucha and Río Papagayos (Argentina), *Rev. Geol. Chile*, 23, 39-52.
- Tassara A., H.-J. Götze, S. Schmidt, and R. Hackney (2006), Three-dimensional density model of the Nazca plate and the Andean continental margin, *J. Geophys. Res.*, 111, B09404, doi:10.1029/2005JB003976.
- Thomas, H. (1958), *Geología de la Cordillera de la Costa entre el valle de la Ligua y la cuesta Barriga*, 86 pp., Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago.
- Tucker, G. E., and K.X. Whipple (2002), Topographic outcomes predicted by stream erosion models: Sensitivity analysis and intermodel comparison, *J. Geophys. Res.*, 107(B9), 2179, doi:10.1029/2001JB000162.
- Vergara, M and R. Drake (1978), Edades potasio-argón y su implicancia en la geología regional de Chile, *Comunicaciones* 23, 1-11.
- Vergara, M., R. Charrier, F. Munizaga, S. Rivano, P. Sepúlveda, R. Thiele, and R. Drake (1988), Miocene volcanism in the central Chilean Andes (31°30'S-34°35'S), *J. South Amer. Earth Sci.*, 1(2), 199-209.
- Vergara, M., D. Morata, R. Villaroel, J. Nyström, and L. Aguirre (1999), 40Ar/39Ar Ages, very low-grade metamorphism and geochemistry of the volcanic rock from “Cerro El Abanico”, Santiago Andean Cordillera (33°30'S, 70°30'-70°25'W), paper presented at 4th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG), Göttingem, Germany.
- Wall, R., P. Gana, and A. Gutiérrez (1996), Mapa geológico del area de San Antonio, *Servicio Nacional de Geología y Minería, Map 2*, 19 pp.
- Wagner L. S., S. Beck, G. Zandt (2005), Upper mantle structure in the south central Chilean subduction zone (30° to 36°S), *J. Geophys. Res.*, 110, B01308, doi:10.1029/2004JB003238.
- Wessel, P. and W. H. F. Smith (1998), New, improved version of the Generic Mapping Tools released, *EOS Trans. AGU*, 79, 579.
- Whipple, K. X., and G. E. Tucker (1999), Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs, *J. Geophys. Res.*, 104(B8), 17661-17674, 10.1029/1999JB900120.
- Yáñez, G., and J. Cembrano (2004), Role of viscous plate coupling in the late Tertiary Andean tectonics, *J. Geophys. Res.*, 109, B02407, doi:10.1029/2003JB002494.
- Yáñez, G., C.R. Ranero, R. Von Huene, and J. Díaz (2001), Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (32°-34°S): the role of the Juan Fernández Ridge in the late Tertiary evolution of the margin, *J. Geophys. Res.*, 106, 6325-6345

III-2.2. Análisis Complementario al artículo anterior

III-2.2.1. Importancia de la rampa-detachment en el alzamiento de superficie

El balance presentado en el artículo anterior sobre la magnitud del acortamiento y alzamiento (Tabla 5) sugiere que (1) el acortamiento puede explicar casi completamente el alzamiento de superficie, y (2) el acortamiento ha ocurrido casi exclusivamente en el flanco oriental de la cadena al momento de alzarse la cordillera chilena. Esto último, por lo tanto, implícitamente sugiere que la deformación habría ocurrido de acuerdo con un **modo de cizalle simple** según la definición de *Allmendinger and Gubbels* [1996] (Figura III-1). Es decir, en el flanco occidental de la cordillera, debió producirse un acortamiento profundo, no visualizable por las estructuras en superficie en el lado chileno de la cordillera, pero que sí muy bien registrado en el flanco argentino. Dicho comportamiento sería una consecuencia del nivel de despegue bajo la Cordillera Principal (sección II-2.2). Por lo tanto, el gran alzamiento de superficie registrado en una zona que no acomodó un acortamiento significativo y que pasivamente recibió material en profundidad resalta más la relevancia de la estructura de rampa-*detachment* propuesto en el capítulo anterior. Es posible, además, que el segmento superior de la rampa haya facilitado este proceso al oponerse al avance hacia el oeste del bloque de corteza ubicado bajo el *detachment* (Figura 8 en artículo de la sección II-2.2).

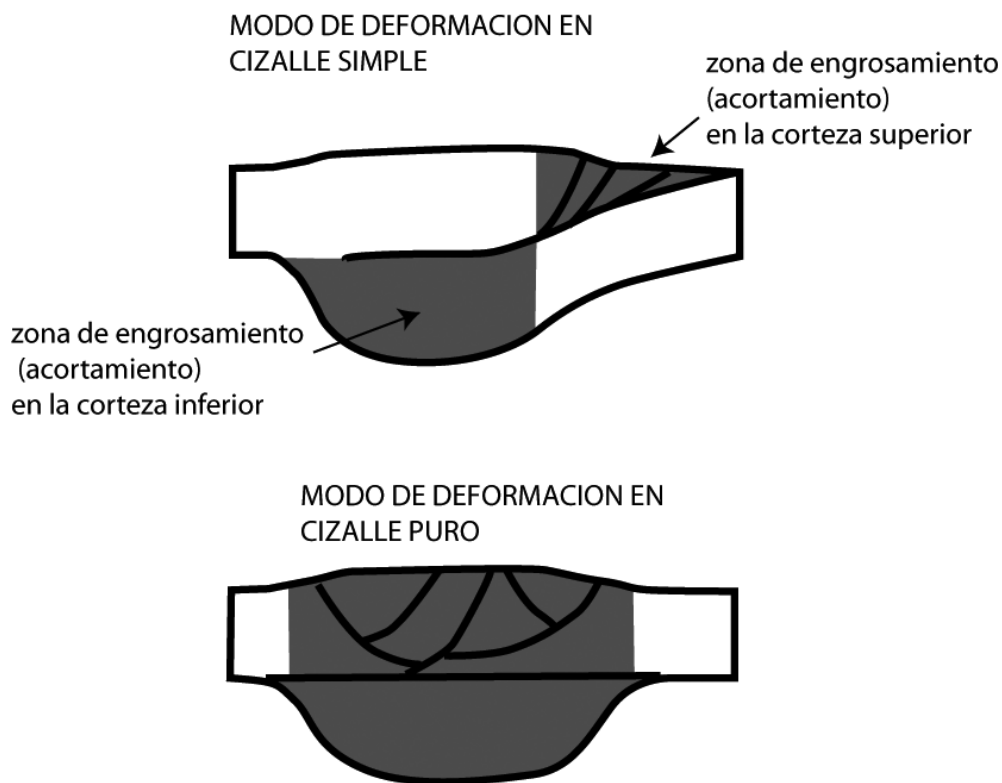


Figura III-1. Modos de deformación en orógenos en modos de cizalle simple (arriba) y cizalle puro. Modificado de *Allmendinger and Gubbels* [1996].

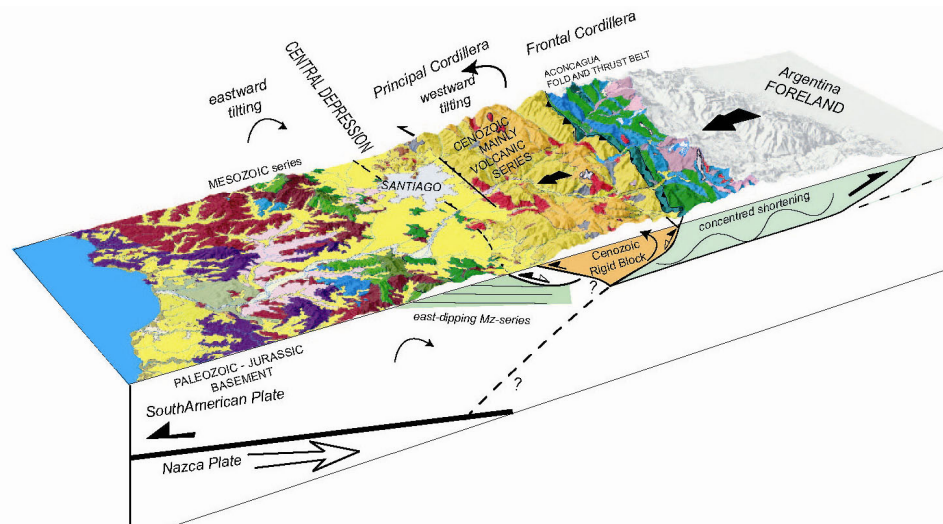


Figura III-2. Modelo de basculamiento hacia el oeste de la Cordillera Principal Occidental de acuerdo con *Fariás et al.* [2005b].

El modelo presentado para el alzamiento de la cordillera en Chile Central comprende el solevamiento diferencial simplificado en tres bloques, a saber, (1) Cordillera de la Costa Oriental-Depresión Central, (2) Cordillera Principal Occidental, y (3) Cordillera Principal Central. Las superficies planas interpretadas como relictos de peneplanicies alzadas en la Cordillera Principal Occidental presentan una leve inclinación hacia el oeste de más de un grado (Figura 4 en sección III-2). Lo anterior sugiere que estas superficies han sufrido un leve basculamiento hacia el oeste (Figura III-2).

Dado que se espera que el antearco sea cada vez más rígido hacia el oeste (ver sección II-2.2), estas zonas no deberían acomodar mucho acortamiento, ni en superficie, ni en profundidad. Estas dos situaciones que aumentan la rigidez hacia el oeste pueden ser observadas en la geometría del Moho, la cual presenta una fuerte inclinación hacia el este bajo la Cordillera Principal Occidental (Figura 8 en artículo de sección II-2.2). Por lo tanto, si la presencia del *detachment* ha facilitado el acortamiento profundo, y que este acortamiento es más resistido hacia el oeste debido al aumento de rigidez, el resultante grosor cortical debería estar inclinado, tal cual como se observa en el modelo de *Tassara et al.* [2006]. Además, es esperable que este engrosamiento diferencial tenga un efecto en las elevaciones de la cadena, lo cual de hecho es observado como una inclinación hacia el oeste de cordillera chilena.

De acuerdo con *Giambiagi et al.* [2003], la Cordillera Frontal también está basculada hacia el oeste debido al control ejercido por la geometría lítrica de las fallas de vergencia este que la han alzado y bordean por el oriente. De este modo, dado que las fallas que acomodan la mayor parte de la deformación son fallas de vergencia este, el flanco occidental de la Cordillera Principal recibiría pasivamente un engrosamiento cortical o acortamiento profundo debido a la deformación que ha afectado al flanco oriental de la cadena, permitiendo así el basculamiento hacia el oeste y facilitando el flujo de corteza de baja viscosidad (flujo dúctil) por debajo. Este modelo sería, por lo tanto, similar a lo ya propuesto para el antearco altiplánico en el norte de Chile [e.g., *Lamb et al.*, 1997; *Fariás et al.*, 2005a] (ver Capítulo IV).

III-2.2.2. ¿Cuánto subsidió realmente la cuenca de Abanico? Cuestionamientos a la cantidad de exhumación y enterramiento en la Cordillera Principal

Los datos de trazas de fisión mostrados en la sección III-2.1 sugieren que las rocas que constituyen la Cordillera Principal Occidental no fueron calentadas a más de 110-125°C después de su depósito, ya que sus edades en apatito son estadísticamente equivalentes a las edades estratigráficas de las rocas, salvo un par de muestras en el curso medio del río Maipo, las cuales posiblemente fueron afectadas por el magmatismo asociado con la Formación Farellones (Figura 9 en sección III-2.1). No obstante, numerosos estudios en la región ponen en evidencia que las rocas de la Formación Abanico han sido afectadas por un extendido metamorfismo de bajo grado en subfacies de laumontita [e.g., *Levi et al.*, 1989; *Vergara et al.*, 1999]. El desarrollo de estas facies implica la existencia de temperaturas superiores a 180°C [*Robinson and Bevins*, 1999]. Sin embargo, las edades de trazas de fisión coinciden con las edades estratigráficas de las rocas, y así mismo los rasgos de exhumación presentados en la sección III-2.1 sugieren que los modelos de metamorfismo de bajo grado aplicados en la región de Chile Central debiesen ser reevaluados.

Por otro lado, las edades en trazas de fisión en apatitos obtenidas en la Cordillera Principal Central-Oriental de Chile (ver Figura 8 en Sección II-2.1) muestran un enfriamiento post-10 Ma. La disposición de las edades más jóvenes más cerca del arco volcánico destaca dentro del esquema termocronológico (Figura 8 en Sección II-2.1), las que pueden ser interpretadas alternativamente como el resultado de dos procesos: (1) la exhumación ha sido mayor hacia el este (como pareciera ser, de acuerdo con la mayor elevación de la cordillera en esa dirección), y (2) el gradiente termal es más alto cerca del actual arco volcánico. Aun cuando la incisión en esta zona (particularmente en la cuenca del río Maipo) ha sido muy fuerte (sobre 2 km), también allí aflora una serie de cuerpos intrusivos, cuyas edades son más jóvenes hacia el este. Por lo tanto, no se puede descartar que las edades en trazas de fisión correspondan a un efecto de calentamiento-enfriamiento asociado con las intrusiones. En efecto, los altos Vp/Vs localizados bajo el nivel de *detachment* en el límite entre los sectores occidental y central de la Cordillera Principal sugieren la presencia de un amplio cuerpo intrusivo del cual los granitoides de ~ 10 Ma que afloran (12-8 Ma) serían ápices del batolito profundo (Figura III-3). Por lo tanto, es muy probable que, tanto exhumación como el magmatismo hayan contribuido al *reset* de las trazas más jóvenes. Finalmente, vale recordar que las edades en trazas de fisión tan jóvenes como 1 Ma en esta zona no implican que el alzamiento se haya producido en dicho momento, sino que ellas son el reflejo de la lenta migración de la erosión como consecuencia del alzamiento pre-4 Ma. Esto último sugiere que no puede relacionarse directamente datos de exhumación con edades de alzamiento, tal como fuera introducido por *Stüwe* [2002] (ver Tabla I-1).

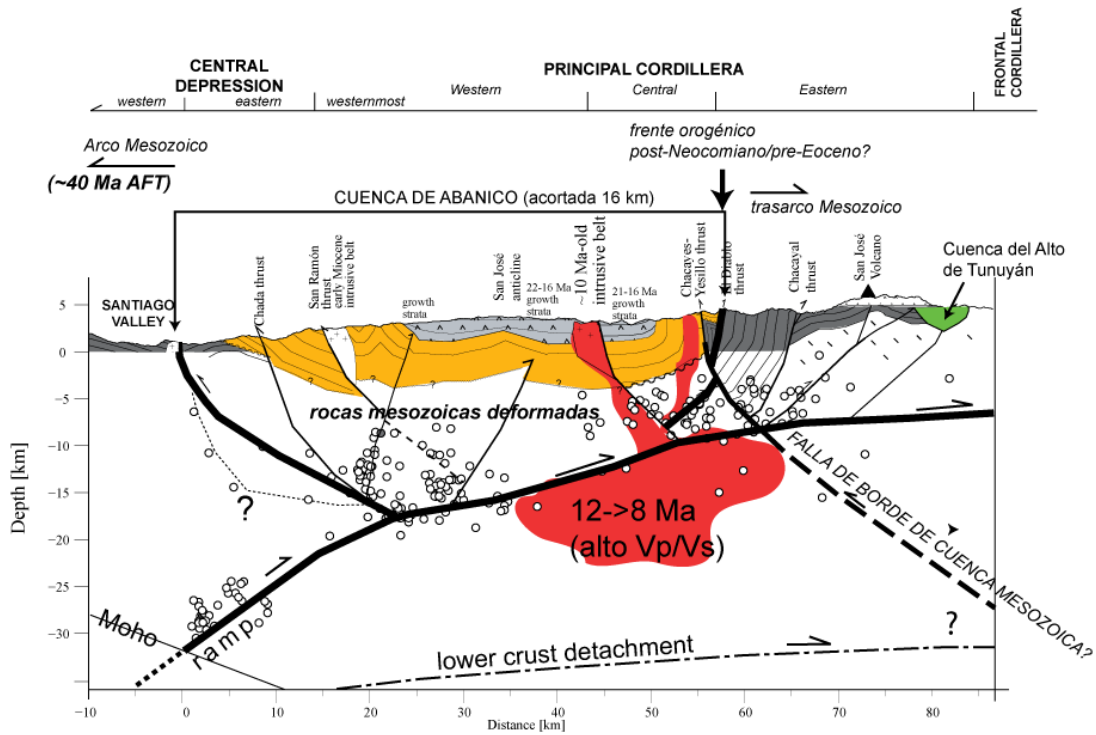


Figura III-3. Perfil a lo ancho de la cadena andina a la latitud de Santiago. Figura modificada de la Figura 7 en la sección II-2.2. Se han añadido las proyecciones superficiales de la cuenca de Tunuyán, así como el ápice de ~8 Ma de intrusivos cerca del embalse El Yeso. Dados los altos V_p/V_s mostrado en la Figura 5 de la sección II-2.2., es posible interpretar que bajo el detachment se encontrarían las raíces de los intrusivos que afloran en superficie, lo que pareciera ser corroborado por la extensión E-W de plutones de entre 12 y 8 Ma.

III-3. El Origen de la Depresión Central

III-3.1. Modelo conceptual

III-3.1.1. Introducción

Brüggen [1950], en su trabajo pionero de la geología chilena, propuso que la depresión de Chile Central sería el resultado de una subsidencia producida por el desarrollo de un graben. Carter and Aguirre [1965] mostraron indicios sobre las estructuras que habrían controlado dicha extensión, particularmente respecto de la participación de las fallas Pocuro (que delimita la Depresión Central con la Cordillera Principal; Figura III-4) y Los Ángeles (que corre por el eje de la Depresión Central en el valle del río Aconcagua, y cuya prolongación hacia el sur corresponde a la falla Infiernillo de Fock [2005]; de ahora en adelante, se utilizará simplemente **falla Los Ángeles** para mantener su primera definición; Figura III-4).

Estos autores propusieron que la falla Los Ángeles sería el borde oriental del *horst* que caracterizaría a la Cordillera de la Costa (Figura III-4). No obstante, esta falla se encuentra aproximadamente 20 km al este de los cordones que conforman la Cordillera de la Costa Oriental (Figura III-4). Por otro lado, Thomas [1958] había mostrado previamente que el límite entre la Cordillera de la Costa y la Depresión Central en el norte del valle de Santiago no presenta fallas importantes que puedan explicar el origen subsidente de la depresión.

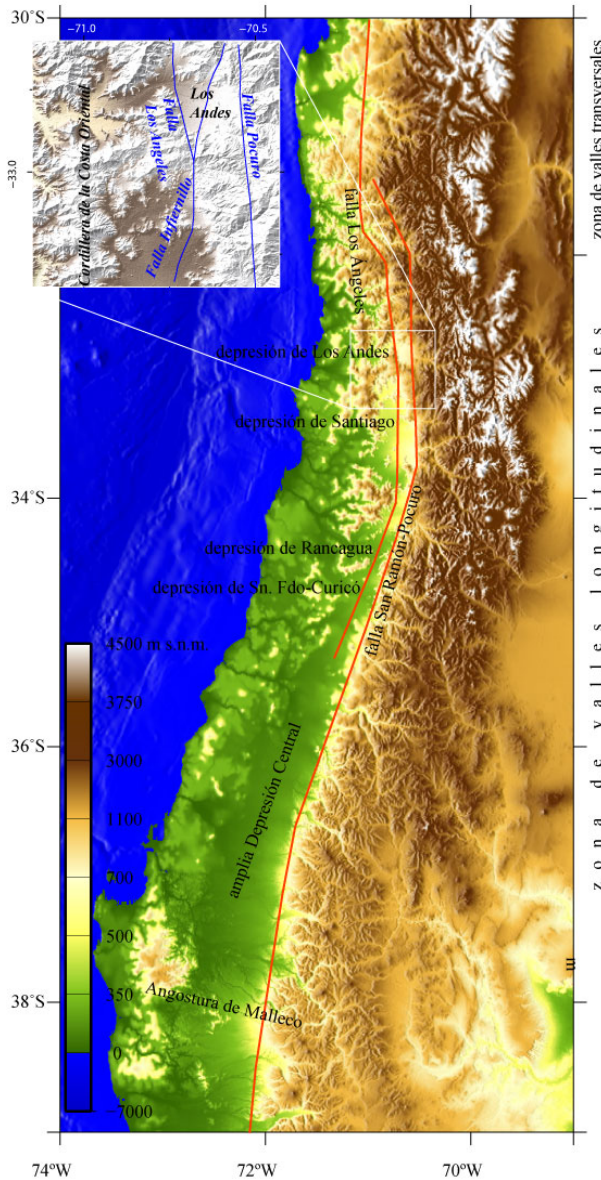
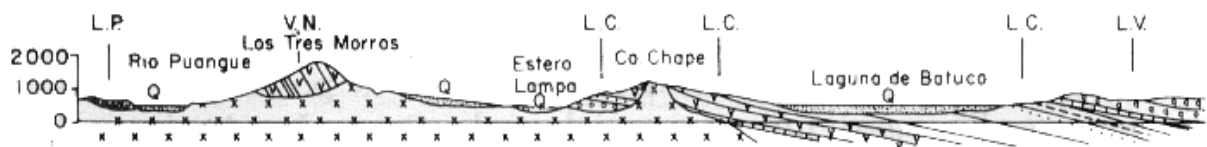


Figura III-4. (arriba) Contexto morfológico y estructural de la Depresión Central. Posición de fallas basando en Carter and Aguirre [1965] y Fock [2005]. (abajo) Perfil geológico por la Cordillera de la Costa en el norte de Santiago. (por Thomas [1958]).



De hecho, las secuencias estratificadas de la Cordillera de la Costa Oriental presentan una disposición homoclinal continua inclinada hacia el este (Figura III-4). El trabajo de *Thomas* influyó en el de *Borde* [1966], quien planteó que no existen datos que sustenten el modelo de graben para la Depresión Central

Recientemente, el análisis del frente cordillerano de Santiago realizado por *Rauld* [2002] y *Rauld et al.* [2006] concluye que éste sería el resultado del cabalgamiento de la Cordillera Principal sobre la Depresión Central por medio de la falla de vergencia oeste San Ramón. Así mismo, *Charrier et al.* [2005] mostraron que esta falla es la continuación hacia el sur de la falla Pocuro (Figura III-4), y que al norte de Los Andes, corresponde a una falla normal parcialmente invertida de manteo al este que separa rocas cenozoicas de las series mesozoicas ubicadas al oeste (en adelante se hablará de esta falla como San Ramón-Pocuro). El hecho que la falla que marca el límite entre la Depresión Central y la Cordillera Principal y su prolongación hacia el norte sea una falla inversa de vergencia oeste demuestra que la Depresión Central no es un graben. Por otro lado, la disposición de las secuencias mesozoicas cayendo hacia el este más el cabalgamiento hacia el oeste de la Cordillera Principal permiten suponer que la Depresión Central sería un producto del basculamiento de la Cordillera de la Costa debido al cabalgamiento (*Farías et al.* [2005b]; Figura III-2), es decir, el Valle Longitudinal de Chile Central sería un tipo de cuenca de antepaís, donde la Cordillera de la Costa sería su bulbo periférico (*peripheric forebulge*).

Sin embargo, la presencia de cerros islas y la existencia de cordones notorios que conectan la Cordillera Principal con la Cordillera de la Costa (Figura 5 en sección III-2.1) cuestionan la validez de dicho modelo: **¿Cómo es posible que bajo un contexto de subsidencia un grupo de cuerpos conserve su elevación?** En tal caso, **¿cuál sería la magnitud la subsidencia?** A continuación se presenta una serie de elementos tendientes a demostrar que la Depresión Central, más que una morfología producida por subsidencia tectónica, es el resultado de la erosión diferencial que ocurrió luego de un fuerte alzamiento de superficie de más de 2 km que afectó, tanto a la actual Cordillera de la Costa Oriental como a la región en la cual se ubica la Depresión Central (ver sección III-2.1).

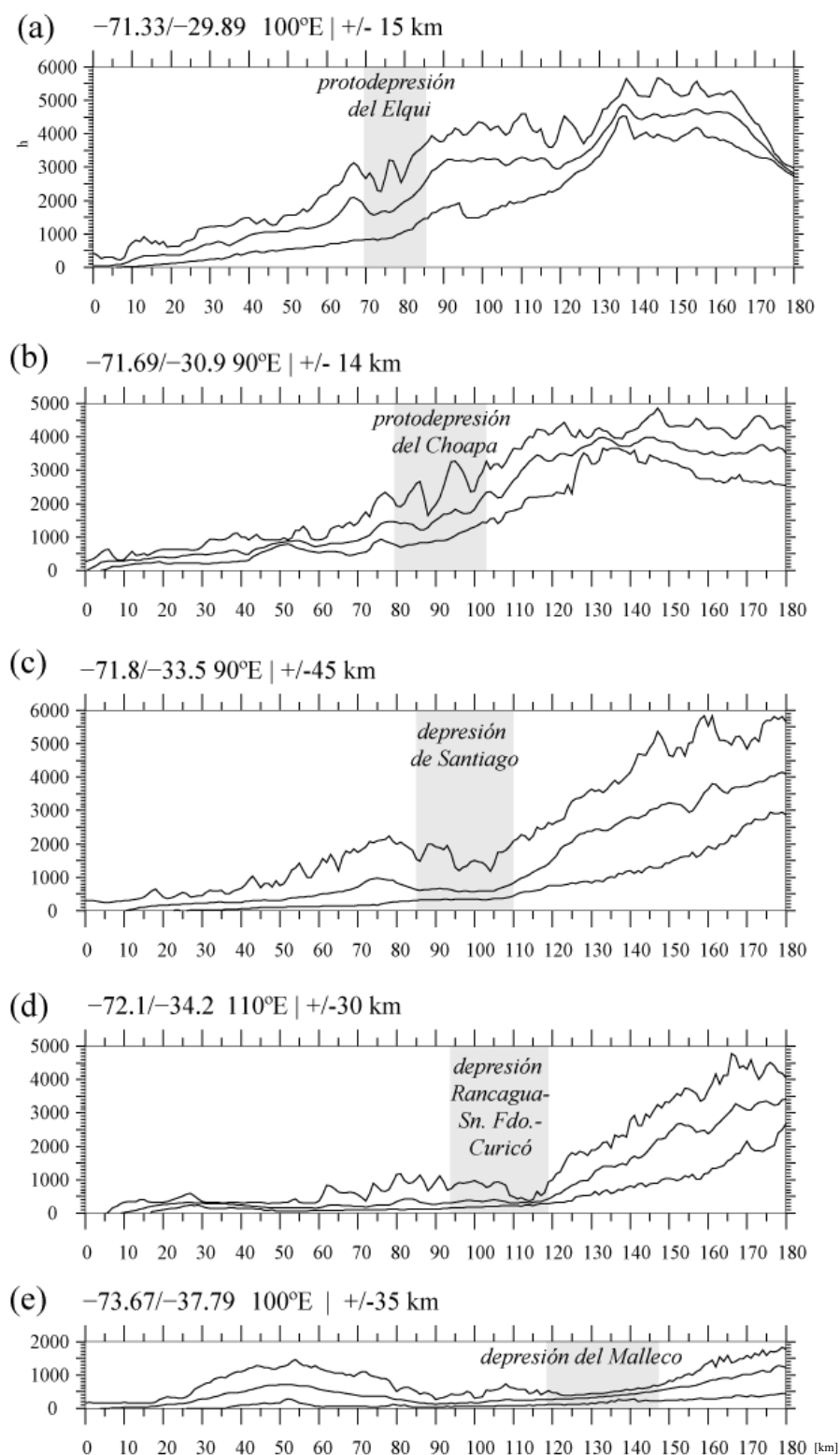


Figura III-5. Perfiles topográficos de elevaciones máximas, mínimas y medias. Los perfiles fueron calculados a través de transectas con orígenes, orientación (luego de las coordenadas) y anchos (luego de orientación) mostrados sobre cada sección. (a) y (b) son secciones trazadas en la cuenca del río Elqui y del Choapa, respectivamente.

III-3.1.2. Profundización de la Depresión Central: Pruebas sobre un origen principalmente erosivo y magnitud de la subsidencia relativa

En primer lugar, la Depresión Central se caracteriza morfológicamente por una reducción en las elevaciones respecto de las cordilleras que la delimitan (Figuras III-4 y -5). A pesar de ello, si se analiza en detalle las uniones entre ambas cordilleras se observa que dicha reducción en éstas es mucho menor (Figura III-5cd). Esto hace que la Depresión Central en Chile Central esté conformada por varias depresiones parcialmente aisladas (depresión de Los Andes, depresión de Santiago, depresión de Rancagua y depresión de San Fernando-Curicó; Figura III-4), las que al sur de Curicó desaparecen para dar paso a un casi continuo valle hasta cerca del río Malleco (~ 38°S). A esta latitud, la Cordillera Principal se aproxima a sólo 15 km de los cordones que se prolongan desde la Cordillera de la Costa al este, y donde además vuelven a aparecer una serie de cerros islas (Figura III-4 y -5e). De acuerdo con *Melnick et al.* [2003], el frente cordillerano allí se caracteriza también por fallas de vergencia al oeste, aun cuando no es tan nítido como más al norte. Por lo tanto, en el caso de existir subsidencia, ella no debería ser muy importante; por ejemplo, en la depresión de Santiago, la subsidencia relativa de la Depresión Central Oriental con respecto a las Cordillera de la Costa Oriental no sería mayor a 400 m (Figura III-5c), mientras que entre las depresiones de Rancagua y San Fernando-Curicó, ella sería menor a 200 m (Figura III-5d).

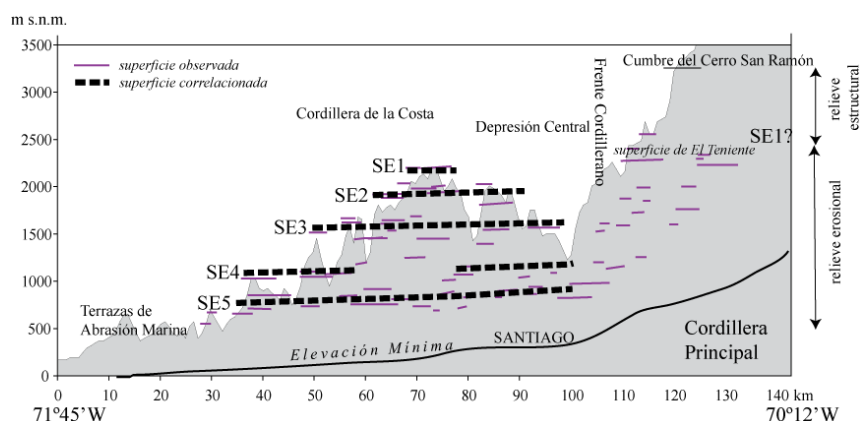
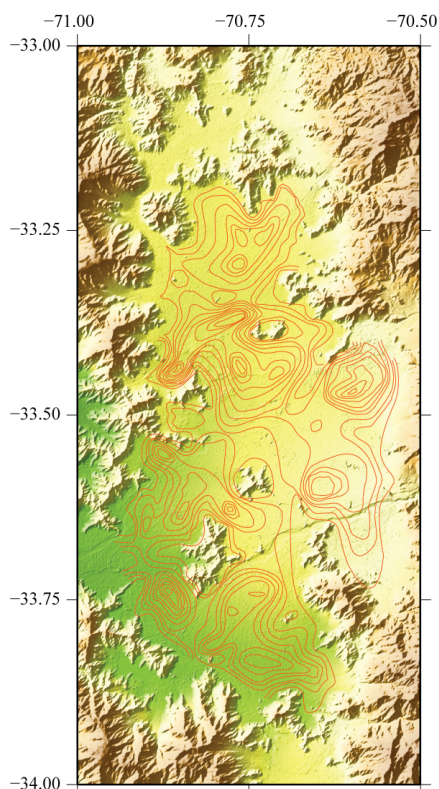


Figura III-7. Perfil con elevaciones máximas y mínimas mostrando la correlación entre las diferentes superficies planas (relictos de peneplanicies) en la depresión de Santiago.

Figura III-6. Morfología del basamento bajo la depresión de Santiago. Contornos corresponden a isoprofundidades del basamento cada 50 m. Basado en *Araneda et al.* [2002].

La morfología del basamento bajo la depresión de Santiago (Figura III-6) se caracteriza por una morfología irregular, con cordones actualmente cubiertos por sedimentos y ceniza volcánica que se extienden desde ambas cordilleras y que, en ciertos casos, afloran en los cerros islas (tales como los cerros San Cristóbal, Chena, Renca en la depresión de Santiago). De este modo, de existir subsidencia relativa, ella no debería exceder la diferencia entre la elevación de estos cerros y las uniones entre ambas cordilleras respecto a los altos de la Cordillera de la Costa.

El paisaje del antearco antes del alzamiento de superficie se caracterizaba por una muy baja elevación y escaso relieve dominado por una amplia peneplanicie cuyos relictos son observable aún hoy en día entre la Cordillera de la Costa Oriental y la Cordillera Principal Occidental (ver fotografías de estas superficies en la Figura 6 de la sección III-2.1). Por medio de una correlación morfológica basada en la utilización de perfiles topográficos de elevaciones máximas, mínimas y medias (Figura III-7), es posible identificar la presencia de al menos cinco niveles de peneplanicies relictas entre la Cordillera de la Costa y la Depresión Central en Santiago, de las cuales la más baja (~ 800-900 m s.n.m.) coincide con las elevaciones de los cerros islas. Muchas de estos relictos parecieran ser terrazas de abrasión fluvial (*strath terraces*). Dado que estas superficies no están cortadas por fallas al oeste de la Cordillera Principal, su origen no puede ser producto de subsidencia, sino que muestran claramente un origen relacionado con el descenso del nivel base. Considerando la magnitud de esta caída en el nivel base (~ 2 km), ella debió ser el resultado de la respuesta erosiva al alzamiento de superficie conjunto de la Cordillera de la Costa Oriental y la Depresión Central, aun cuando el relieve al este de la Depresión Central esté dado conjuntamente por la erosión y por el alzamiento de la Cordillera Principal acomodado por la falla San Ramón-Pocuro. Las peneplanicies y *strath terraces* que se localizan a menores elevaciones que las altas peneplanicies ubicadas sobre 2000 m s.n.m. habrían sido el producto de estabilizaciones temporales de cada nivel base; es decir, la caída del nivel base debió ocurrir en sucesivos pulsos de solevantamiento regional, aun cuando el alzamiento de superficie habría sido rápido con tasas entre 1 y 2 mm/yr a la latitud de Santiago (ver sección III-2.1).

La respuesta erosiva al alzamiento fue el evento degradacional responsable de la formación de los profundos valles fluviales construidos en el basamento bajo la Depresión Central (Figura III-6). Los *thalwegs* de estos valles enterrados tendrían elevaciones tan bajas como 100 m s.n.m. [Araneda et al., 2000]. Tal como se indicó previamente, no es posible descartar que algún grado de subsidencia haya ocurrido durante las primeras etapas del alzamiento regional que afectó la zona; en efecto, la peneplanicie más alta que hay a la latitud de Santiago (~ 2100 m s.n.m.; Figura III-5c) no se prolonga claramente dentro de la depresión. De hecho, tal como se mostrará a continuación, este proceso pudo haber contribuido en el desarrollo de la Depresión Central, aunque siempre vinculada al basculamiento de las secuencias mesozoicas de la Cordillera de la Costa y Depresión Central Oeste.

III-3.1.3. El desarrollo de un drenaje lateral como el mecanismo erosivo fundamental que controla el crecimiento de la Depresión Central.

La formación de la Depresión Central a partir de un modelo principalmente erosivo en respuesta al alzamiento de superficie y favorecido por el alzamiento relativo de la Cordillera Principal respecto de las unidades morfoestructurales más occidental (y posiblemente ayudado

por una subsidencia relativa de la propia depresión), así como la conservación de una cordillera costera implican el desarrollo de una erosión diferencial. *A priori*, dicho proceso sólo se produciría por diferentes resistencias erosivas determinadas por la constitución litológica del substrato rocoso.

En efecto, la litología que caracteriza las altas cumbres de la Cordillera de la Costa que bordean la depresión de Santiago es fundamentalmente granítica, mientras que las zonas por donde los ríos que provienen de la Cordillera Principal atraviesan la Cordillera de la Costa fluyen sobre un substrato rocoso constituido por rocas estratificadas mesozoicas sedimentarias y volcánicas (Figura II-2). De acuerdo con *Stock and Montgomery* [1999], *Snyder et al.* [2000], y *Whipple et al.* [2000], entre otros, las rocas graníticas pueden exceder en más de un orden de magnitud su resistencia a la erosión respecto del resto de las litologías. Consecuentemente, la respuesta erosiva al alzamiento de superficie, la que se caracterizó inicialmente por la migración aguas arriba de *knickpoints* (Figura 1 en la sección III-2.1), fue de al menos un orden de magnitud más rápida en aquellas zonas en las cuales afloran secuencias estratificadas (Figura III-8). Por lo tanto, la erosión tardó mucho más en atravesar las zonas donde afloran rocas graníticas (Figura III-8). Es posible que dicho proceso haya ocurrido, por ejemplo, con el drenaje del norte de la depresión de Santiago (e.g., el río Mapocho), el cual actualmente fluye hacia el río Maipo (Figura III-9); esto se puede interpretar a partir de las características morfológicas de los portezuelos que conectan algunas de las peneplanicies elevadas, lo que sugiere que ellas son *strath terraces* (terrazas de abrasión fluvial) (Figura III-9). Dichos portezuelos dividen actualmente las aguas que drenan hacia la Depresión Central de aquellas que drenan directamente hacia el mar o que drenan internamente por la Cordillera de la Costa y que finalmente fluyen hacia los ríos Maipo y Aconcagua (Figura III-9).

Esto sugiere que las redes cuyos *knickpoints* retroceden más rápido logran desarrollar una arborescencia de crecimiento del drenaje más rápido, permitiendo la captura lateral de los drenajes cuyos *knickpoints* se mantuvieron retenidos en las litologías más resistentes (Figura III-8). Por lo tanto, las uniones entre la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal corresponderían a algunas de las divisorias de aguas de estos drenajes (Figura III-8). Así, en la medida que estas divisorias comenzaron a migrar debido a la continua captura del drenaje (formando así una red lateral o longitudinal), los relictos de estas divisorias comenzaron a constituir las *angosturas* e *inselbergs*. En consecuencia, la captura asociada al crecimiento lateral de las redes de drenaje debido a la retención de *knickpoints* en zonas donde afloran litologías más competentes sería un proceso erosivo muy eficiente que permite aislar los diferentes valles o depresiones que constituyen actualmente la Depresión Central, proceso que al mismo tiempo, es capaz de mantener uniones dentro de las depresiones (angosturas y cuevas) y cerros islas.

Tal como fue planteado previamente, es posible que este proceso haya sido favorecido por el basculamiento al este de las rocas que constituyen la Cordillera de la Costa y la Depresión Central. De acuerdo con los modelos de *García-Castellanos* [2002], el alzamiento de los bulbos periféricos y la subsidencia de las cuencas de antepaís es un proceso que favorece el desarrollo lateral del drenaje. No obstante, no existen suficientes elementos que permitan asegurar que en la Depresión Central haya existido subsidencia, y, tal como fue señalado previamente, de existir, ella sería de muy baja magnitud, aun cuando es posible que pequeños movimientos verticales posibiliten que las redes mayores capturen redes menores que se encuentren cercanas a ella.

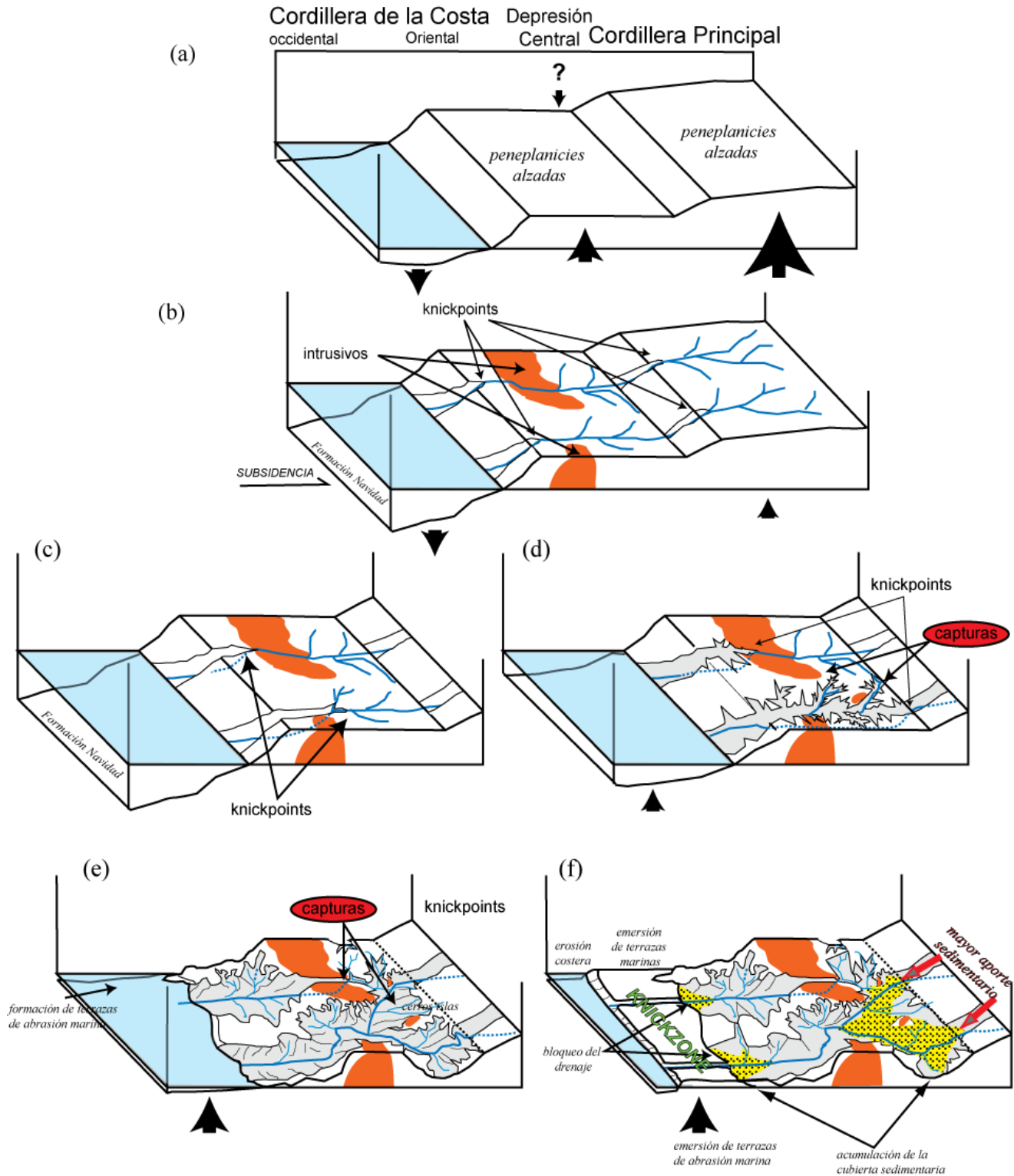


Figura III-8. Modelo de evolución de la Depresión Central. (a) Condiciones iniciales dadas por el alzamiento regional de superficie. (b) Respuesta inmediata de la erosión formando empinados *knickpoints* separados uno de otro a la misma distancia en los ambos ríos mayores. (c) Retención del *knickpoint* a su arribo a los afloramientos de cuerpos graníticos y rápido retroceso en litologías menos resistentes. (d) Crecimiento de la red de drenaje del río cuyo *knickpoint* retrocede más rápido e inicio de capturas. (e) Captura del río principal y abandono de la red cuyo *knickpoint* está retenido por los cuerpos graníticos. (f) Alzamiento del borde costero que induce la acumulación sedimentaria, y mayor ingreso de sedimentos en la depresión debido a la mayor erosión en la Cordillera Principal e inicio de las glaciaciones montañosas.

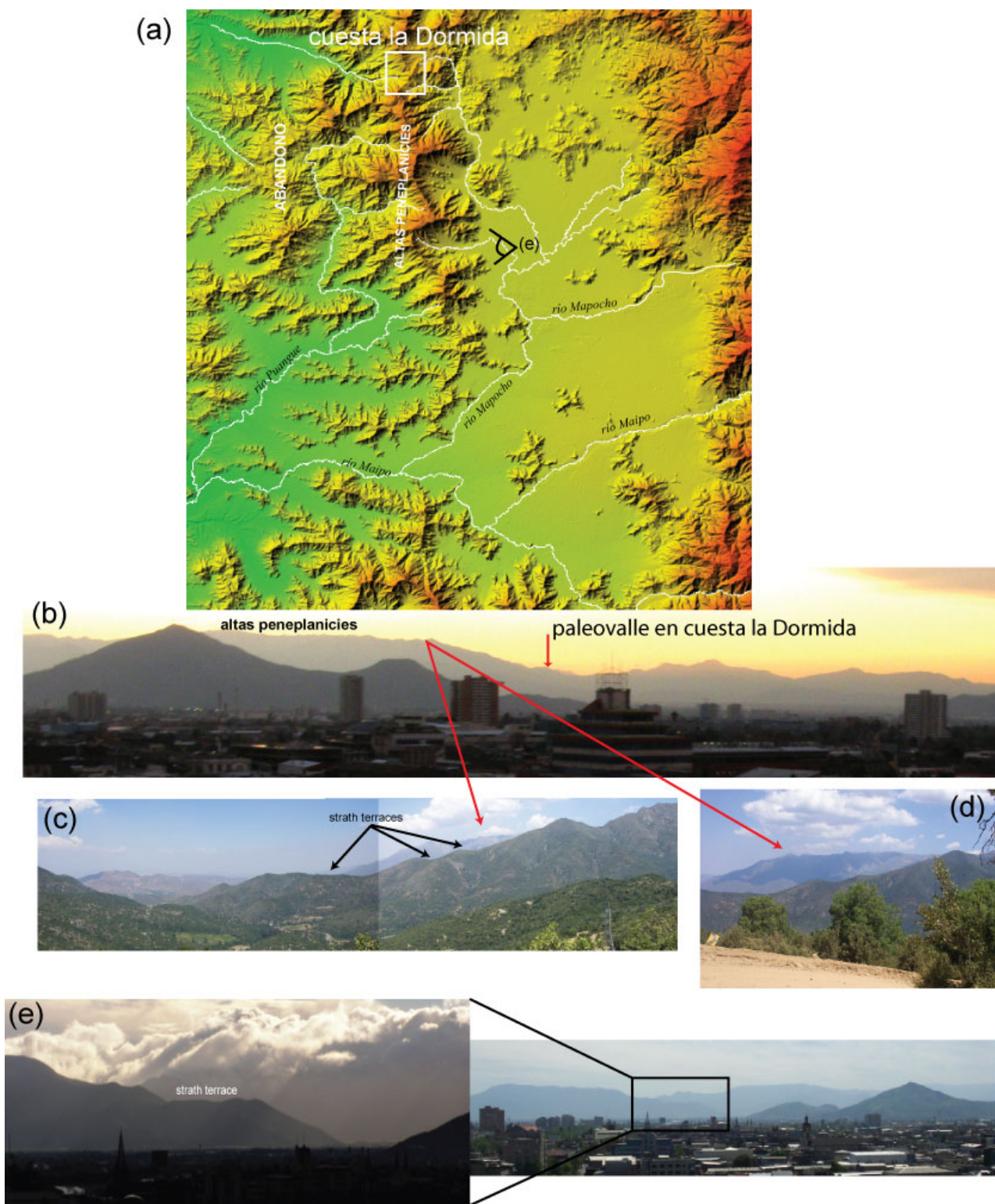


Figura III-9. Posibles capturas del drenaje del norte de Santiago por el río Maipo. (a) Mapa con los ríos que participarían de la captura. (b) Vista panorámica de las altas peneplanicies de la depresión de Santiago. (c) Vista al oeste desde la Cuesta la Dormida, actual divisoria de aguas entre la Depresión Central y la que drena directamente hacia el mar. (d) Detalle de las altas peneplanicies al sur de la Cuesta la Dormida. (e) Detalle del *strath terrace* al oeste de Santiago.

III-3.1.4. De degradación a agradación: ¿Bloqueo del drenaje o mayor aporte sedimentario?

Hasta este ahora, se han expuesto las condiciones que habrían posibilitado la excavación que derivó en la formación de la Depresión Central bajo condiciones casi puramente degradacionales. No obstante, la Depresión Central tiene actualmente una gruesa cubierta sedimentaria que necesariamente debe ser el resultado de un cambio en las condiciones hidráulicas del drenaje a través de esta zona. Esto indica que la capacidad de transporte de los ríos disminuyó abruptamente, gatillando la agradación. Es ampliamente reconocido que dicho fenómeno puede ser alcanzado debido a (1) una disminución en la descarga fluvial, así como por (2) un aumento de la carga sedimentaria. Mientras la primera posibilidad puede ser lograda ya sea por una disminución de la pendiente regional (la cual incluye la instauración de un bloqueo del drenaje) como por una disminución en las tasas de precipitaciones, la segunda podría relacionarse con un aumento de las tasas de erosión aguas arriba.

No existen pruebas sobre una disminución en las tasas de precipitaciones. Sin embargo, después que el alzamiento de superficie tuvo lugar (i.e., < 4 Ma, ver sección III-2.1), el borde continental desde la fosa hasta la Cordillera de la Costa Occidental sufrió un alzamiento que emergió depósitos batiales miocenos (Formación Navidad) hasta por sobre el nivel del mar [Encinas *et al.*, 2007]. En efecto, dicho proceso parece ser activo aún, tal como lo muestra una de serie terrazas marinas emergidas de probable edad pleistocena ubicadas a lo largo de la costa, así como una serie de *knickpoints* ubicados entre 10 a 30 km de la línea de costa [Rodríguez *et al.*, 2007] (Figura III-10). Esto queda de manifiesto en las cercanías de la desembocadura del río Maipo y del río Rapel. El río Maipo cambia su comportamiento de “río aluvial” (*alluvial river*) a “río de lecho rocoso” (*bedrock river*) al atravesar la región en la cual aparecen las terrazas de abrasión marina, lo cual coincide con un aumento de la pendiente aguas abajo (i.e., *knickpoint*) y con una disminución en el ancho del valle (Figura III-10). En el segundo caso, el río Tinguiririca habría abandonado su curso directamente hacia el mar (tal como lo sugiere la morfología de la zona, ver Figura III-10) al ser capturado por el río Cachapoal (río Rapel aguas abajo). Más aún, el río Rapel presenta un pronunciado *knickpoint* (ver perfiles en Figura III-10) caracterizado por profundos y angostos valles que cortan directamente el substrato rocoso hasta cerca de su desembocadura, mientras que aguas arriba su valle se amplía y su lecho es aluvial (Figura III-10). Dichas condiciones son probablemente las que condujeron a la construcción de un embalse en la zona.

Como previamente se señaló, otra posible causa de la disminución de la capacidad de transporte de los ríos sería el aumento del influjo sedimentario. Este fenómeno debió ocurrir entre 3 y 2 Ma debido al arribo de la erosión a la parte occidental de la Cordillera Principal (ver sección III-2.1). El influjo sedimentario habría aumentado debido a la mayor exposición del substrato por la mayor elevación alcanzada por la Cordillera Principal a los 4 Ma. Es además muy probable que esta descarga sedimentaria haya también sido favorecida por el inicio de las glaciaciones montañosas en el Plioceno Superior. Así mismo, es posible que la actividad volcánica en el arco haya aumentado las tasas de acumulación en la Depresión Central, tal como lo muestran los extensos depósitos de ceniza cuaternaria (e.g., ver Stern *et al.* [1984] y Encinas *et al.* [2006]).

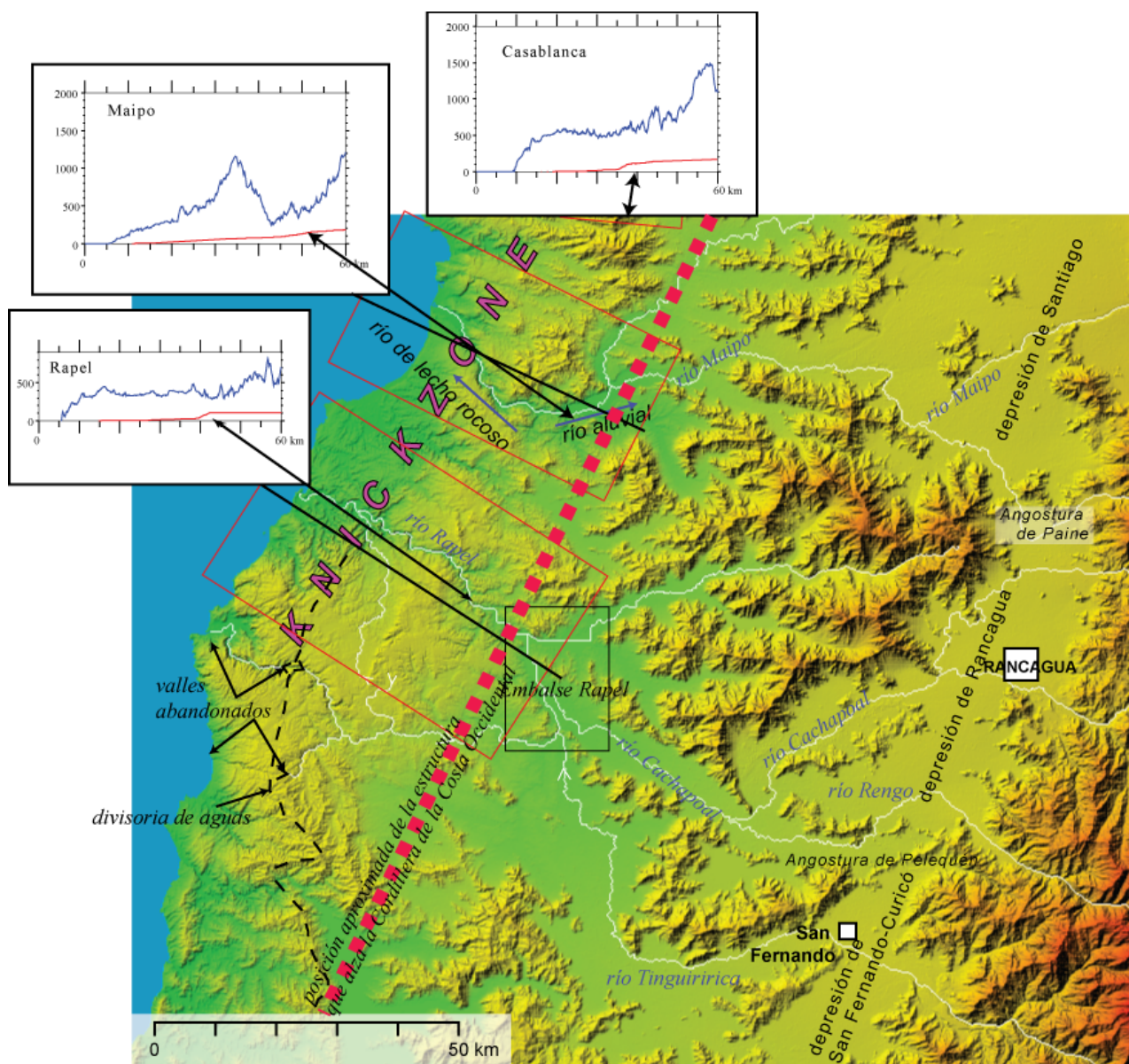


Figura III-10. Pruebas y consecuencias del alzamiento del borde costero después de 4 Ma. En el norte del esquema, el río Maipo atraviesa la Depresión Central y Cordillera de la Costa Oriental con un comportamiento aluvial, mientras que a 30 km del mar estrecha su cauce pasando a ser un río de lecho rocoso. El río Tinguiririca desvía su curso hacia el norte, dejando abandonados un amplio drenaje hacia el oeste. Este río confluye hacia el Cachapoal (ahora río Rapel), atravesando el cordón alzado por angostos valles y aumentando su gradiente. A lo largo de la costa se pueden observar una serie de canales que inciden fuertemente (*knickzone*). Esto pone en evidencia el alzamiento del borde costero. Los perfiles mostrados corresponden a elevación máximas y mínimas calculados en las ventanas mostradas en la figura. El perfil de Casablanca (fuera de la región) está proyectado a lo largo de una ventana de largo 60 km y ancho 44 km en una transecta cuyo origen se ubica en $-71.83/-33.23$ y cuya orientación es $N95^{\circ}E$. Se pueden observar claramente los knickpoints en los mínimos (como representación de los perfiles de ríos). Ellos se ubican algunos kilómetros aguas arriba de los knickpoints de las redes menores, evidenciando el mayor poder erosivo de las redes mayores. En los valles abandonados, el drenaje corre en direcciones opuestas.

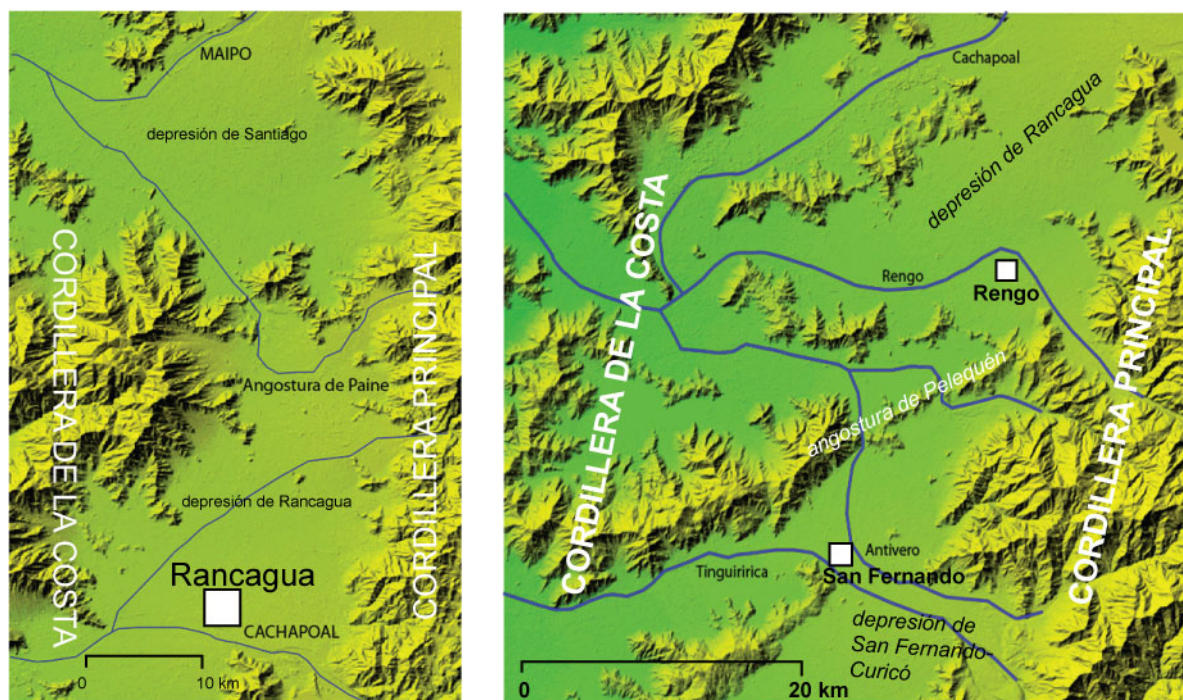


Figura III-11. Características actuales de los procesos de captura por el desarrollo del drenaje lateral en la Depresión Central. Izquierda: Captura del río Codegua-Hospital por el río Maipo en la angostura de Paine (“divisoria” de las depresiones de Santiago y Rancagua). Derecha: Captura del río Antivero por el río Cachapoal en la angostura de Pelequén (“divisoria” de las depresiones de Rancagua y San Fernando-Curicó).

Por lo tanto, el alzamiento del borde costero que indujo la disminución de la pendiente de los ríos en la Depresión Central, y el aumento del influjo sedimentario desde la Cordillera Principal serían los factores que concomitantemente causaron la disminución de la capacidad de transporte sedimentario que concluyó en la acumulación de la gruesa cobertura que caracteriza a la Depresión Central.

Aun cuando el desarrollo y captura lateral ha sido previamente propuesto para la etapa degradacional de la Depresión Central, un fenómeno similar se puede observar actualmente en la angostura de Paine y en la angostura de Pelequén (Figura III-11). En la primera, se observa como el río Codegua-Hospital corre dentro de la depresión de Rancagua, pero aguas abajo desvía su curso al norte, fluyendo hacia el río Maipo dentro de la Depresión de Santiago al atravesar la angostura de Paine entre cerros rocosos que se extienden desde cada cordillera y que están separados por ~ 1 km (Figura III-11). Así mismo, el río Antivero, el cual se encuentra inicialmente dentro de la depresión de San Fernando-Curicó aproximándose a escasos kilómetros de distancia del río Tinguiririca (río más importante que atraviesa esta depresión), cambia su curso hacia la depresión de Rancagua fluyendo hacia el río Cachapoal a través de la unión entre ambas cordillera (Angostura de Pelequén; Figura III-11). Este proceso de captura está probablemente muy ligado a bloqueos de drenaje asociados con el crecimiento de abanicos aluviales provenientes de la Cordillera Principal, así como por flujos volcánicos que cortan y separan las cuencas de drenaje (e.g., *Humphrey and Konrad* [2000]), pero también pareciera ser un proceso que amplía las zonas expuestas a la erosión por el desarrollo del drenaje lateral. Esto implica que la presencia de una cubierta sedimentaria junto a cadenas montañosas puede hacer disminuir el relieve local y la elevación media, situación que ha sido propuesta para explicar las

altas peneplanicies de los Pirineos por *Babault et al.* [2005], y que ha sido comprobado mediante modelos numéricos [*Carretier and Lucazeau, 2005; Babault et al., 2007*].

III-3.1.5. ¿Por qué no existe Depresión Central al norte de 33°S?

Al comienzo de esta sección, se definió a la Depresión Central como el lugar en el cual las elevaciones disminuyen respecto de las cordilleras. ¿Es real que hacia el norte no existen valles longitudinales? El análisis de perfiles topográficos como los mostrados en la Figura III-5ab pone en evidencia la existencia de zonas en las cuales ocurre una disminución en las elevaciones inmediatamente al oeste de estructuras mayores en la cordillera (ver también Figura III-4). Estas disminuciones coinciden en realidad con ríos que drenan lateralmente y que fluyen hacia otros (por ejemplo, el río Turbio y el río Claro en el valle del Elqui, justo en una zona donde aumenta fuertemente la elevación de la cordillera hacia el este en relación a la falla Vicuña [prolongación norte de la falla Los Ángeles]), donde además aflora un importante cordón granodiorítico. Por lo tanto, al norte del río Aconcagua existen “**proto-Depresiones Centrales**”.

¿Qué ocurre al norte de los ~ 33°S que hace que los mecanismos constructivos sean mucho más preponderantes que los mecanismos erosivos? Probablemente, la respuesta reside en tres fenómenos. En primer lugar, esta región coincide con la zona de subducción plana. Esto habría producido un mayor alzamiento del antearco (tal como es evidenciado por las mayores elevaciones y espesor cortical [Figura III-12a], así como por el afloramiento de las posibles raíces plutónicas de la Formación Abanico [*Charrier et al., 2005*]), es decir, la competencia de los mecanismos constructivos ha sido mayor en esta zona.

Por otro lado, la constitución litológica de esta región se caracteriza por grandes extensiones de cuerpos intrusivos. Existe una correlación bastante directa entre esta litología y la presencia de un gran *plateau* levemente incidido (i.e., una amplia peneplanicie que se habría extendido hasta la Precordillera [ver Figura III-5ab y -12b]).

Finalmente, el clima también controlaría fuertemente la abrupta segmentación entre *valles longitudinales* y *valles transversales*. En efecto, las tasas actuales de precipitaciones aumentan fuertemente hacia el sur de 33°S, mientras que hacia el norte, ellas tienden a mantenerse bajas disminuyendo paulatinamente (Figura III-12c). Es cierto que esta situación pluviométrica es una característica actual; sin embargo, las precipitaciones en la región central de Chile están fuertemente dominadas por la posición del anticiclón del Pacífico [*Miller, 1976*], la cual es a su vez parte de la celda convectiva de *Hadley* (cuyo control está dado en el largo plazo por la rotación de la Tierra). Por lo tanto, es muy probable que la latitud de 33°S haya constituido una zona donde el gradiente de precipitaciones cambia abruptamente hacia el sur en grandes escalas temporales [c.f., *Montgomery et al., 2001*]. De este modo, las condiciones atmosféricas afectarían negativamente los mecanismos erosivos al norte de esta latitud, lo cual, sumado a un incremento en la influencia de los mecanismos constructivos relacionados con la tectónica, haría posible que al norte de 33°S no exista una Depresión Central como la observada más al sur.

Hacia el sur, por el contrario, las depresiones son más continuas y mejor definidas, lo cual se correlaciona bastante bien con el progresivo aumento de las precipitaciones, al mismo tiempo que disminuyen el espesor cortical y las elevaciones de la cordillera (Figura III-12). Por lo tanto, la competición **construcción-destrucción** es favorable para la construcción hacia el norte, mientras que se vuelve más favorable para la segunda al sur de 33°S. En efecto, hacia el sur la elevación de la Cordillera de la Costa es menor, al igual que la Depresión Central, he incluso hay pruebas sobre una ingresión marina neógena [e.g., *Encinas and Finger*, 2007].

No obstante, este modelo no puede ser aplicado para comprender la formación de la Depresión Central en el norte de Chile (al norte de 27°S, i.e., al norte de la región de subducción plana); allí, es claro el fuerte control tectónico en la formación de la depresión debido al alzamiento de la Cordillera de la Costa y a la menor influencia de las precipitaciones por las condiciones de extrema aridez que caracterizan al desierto de Atacama (ver sección IV-2).

III-3.1.6. Conclusiones

Antecedentes estructurales permiten concluir que la Depresión Central no es una cuenca subsidente *sensu stricto*, sino que, por lo tanto, la denominación de “valle” es más apropiada para asignarla debido a su predominante naturaleza erosiva. La erosión que dio lugar a esta profunda excavación fue una respuesta al alzamiento de superficie (> 2 km a la latitud de Santiago, 800 m a 35°S) que afectó al antearco entre 10 y 4 Ma, aproximadamente. Así mismo, la excavación diferencial fue favorecida por la presencia de cuerpos litológicos más competentes a la erosión en la parte oriental de la Cordillera de la Costa. Estas litologías (graníticas) habrían retenido el avance aguas arriba de los *knickpoints* originados en respuesta al alzamiento, mientras que los drenajes que atravesaban litologías menos competentes habrían tenido una migración más rápida de la erosión. El avance más rápido de *knickpoints* habría posibilitado capturas laterales de drenaje, lo que, en consecuencia, habría ampliado las zonas de erosión, excavando así la Depresión Central. Es posible que el desarrollo del drenaje lateral haya sido promovido por un posible, pero leve, basculamiento hacia el este del antearco al oeste de la Cordillera Principal.

La gruesa cobertura sedimentaria que caracteriza hoy a la Depresión Central es el resultado de una disminución de la capacidad de transporte del drenaje debido probablemente a (1) un aumento del influjo sedimentario producto del arribo de la erosión a la Cordillera Principal y del inicio de las glaciaciones en el Plioceno Superior, y al (2) bloqueo del drenaje producto del alzamiento del borde costero iniciado en el Plioceno. Así mismo, es posible que la acumulación sedimentaria haya favorecido la degradación de los relieves montañosos circundantes, tal como ha sido propuesto por algunos modelos numéricos.

La presencia de la Depresión Central al sur de 33°S y la ausencia o presencia de “proto-depresiones centrales” hacia el norte sería el resultado de la competición de procesos constructivos y destructivos. Mientras hacia el norte dominarían los primeros, hacia el sur la influencia de los segundos aumentaría. Esto debido a que (1) la elevación y el espesor cortical de la cordillera disminuyen abruptamente al sur de esta latitud, y (2) las precipitaciones aumentan fuertemente hacia el sur de esta latitud.

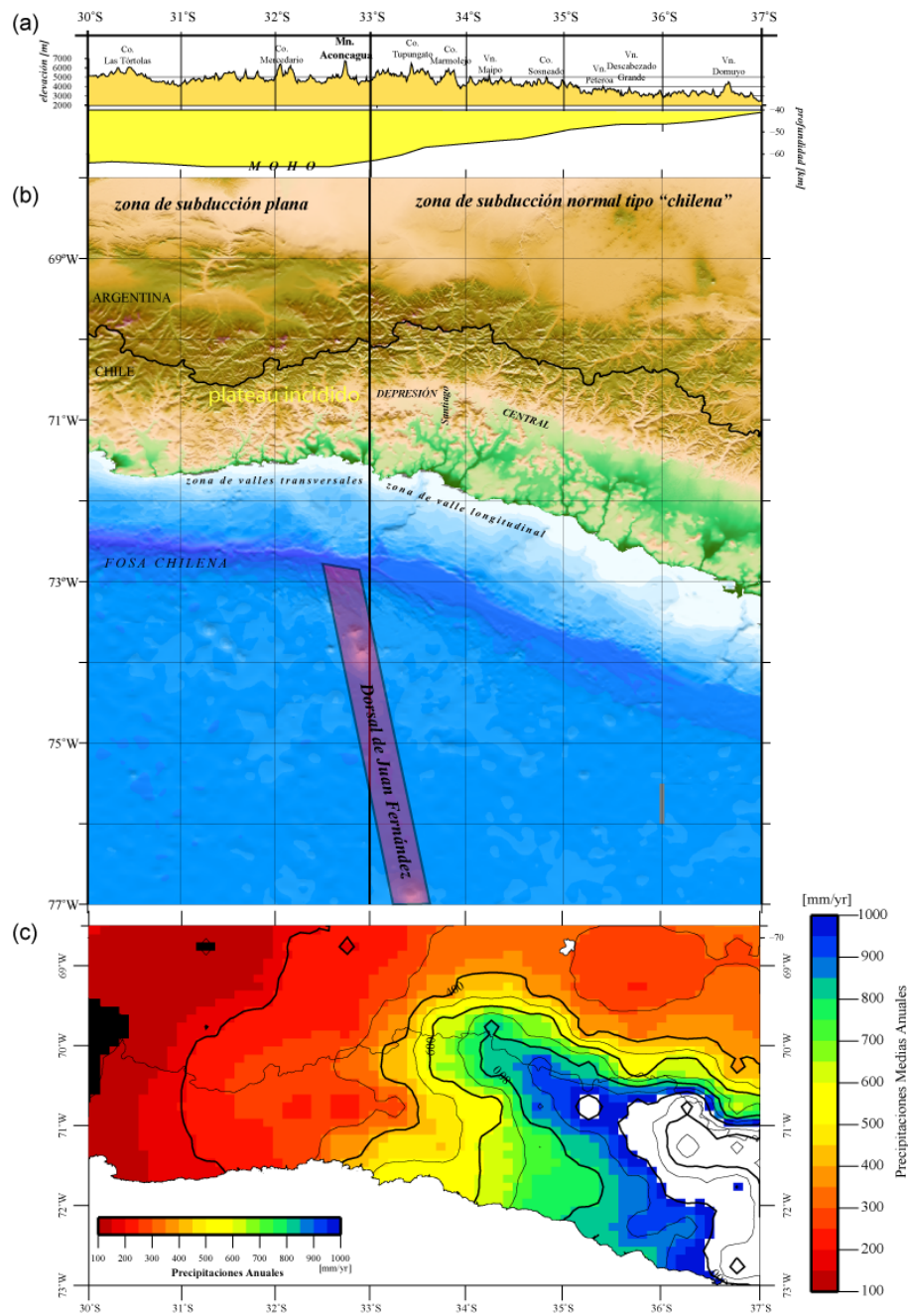


Figura III-12. (a) Máximas elevaciones y máximos espesores corticales latitudinales. (b) Morfología regional de la transición entre la zona de subducción plana y la zona de subducción normal. Se indica donde se ubica el plateau degradado que caracteriza a la zona ubicada al norte de 33°S. Es posible que las peneplanicies elevadas en la región de Chile Central fueran parte de este *plateau*. (c) Mapa de precipitaciones. Basado en CRU 2.0 [New *et al.*, 2002]. Se puede apreciar como las precipitaciones cambian fuertemente a los 33°S; el norte, ellas se mantienen bajo los 200 mm/año, mientras que en Santiago aumentan fuertemente, llegando hasta 800 mm/año a los 35°S.

III-3.2. Análisis Numérico del Origen de la Depresión Central

III-3.2.1. Soluciones analíticas al modelo conceptual

III-3.2.1.1. Introducción

En la sección anterior se propuso que la Depresión Central fue formada por la erosión ocurrida en respuesta al alzamiento de superficie. La base de este modelo reside en la menor velocidad de retroceso de los ríos que atraviesan rocas graníticas, retardando la migración de los *knickpoints* (Figura III-8). Por otro lado, los ríos que no atraviesan estas litologías deberían tener una migración de *knickpoints* mucho más rápida, lo que sumado a la arborescencia de crecimiento de las redes de drenaje, serían capaces de capturar los drenajes cuyos *knickpoints* se encontraban retenidos por las litologías graníticas.

III-3.2.1.1. Modelo

Con el fin de testear este modelo, a continuación se muestra una solución analítica a este problema basada en una derivación matemática de la ley de potencias de escorrentías para ríos de lecho rocoso (eq. I-20) combinada con la **ley de Hack** (eq. I-28), de modo de utilizar una expresión sobre la velocidad de propagación de *knickpoint*.

$$\frac{dh}{dt} = -Kk_a^m x^{hm} S^{n-1} \left| \frac{dh}{dx} \right|, \quad x_c \leq x \leq L$$

donde x es la distancia desde la divisoria de aguas donde $x=0$ es la divisoria misma y L es la desembocadura en el mar del río, x_c es un valor crítico a partir del cual la ecuación es válida (transición de canales a laderas cerca de la cabecera del río). Para simplificar el problema, x_c se considerará igual a 0. Tal como se mostró en el artículo de la sección III-2.1, la velocidad de propagación de un *knickpoint* en función a la distancia de la cabecera, $C(x)$, queda expresada por:

$$C(x) = Kk_a^m x^{hm} \tag{III-1}$$

si el exponente $n=1$. Dados dos puntos a lo largo de un río ($[a,b]$; $b > a$, i.e., a está más cerca de la divisoria), la velocidad media de retroceso de b a a , (C_{ab}) queda expresada por:

$$C_{ba} = (b-a) / \left[\int_a^b C(x)^{-1} dx \right] \tag{III-2}$$

y el tiempo que tarda:

$$T_{ba} = \int_a^b C(x)^{-1} dx = \frac{1}{Kk_a^m} \int_a^b x^{-hm} dx = \frac{1}{Kk_a^m} \frac{b^{1-hm} - a^{1-hm}}{(1-hm)} \quad (\text{III-3})$$

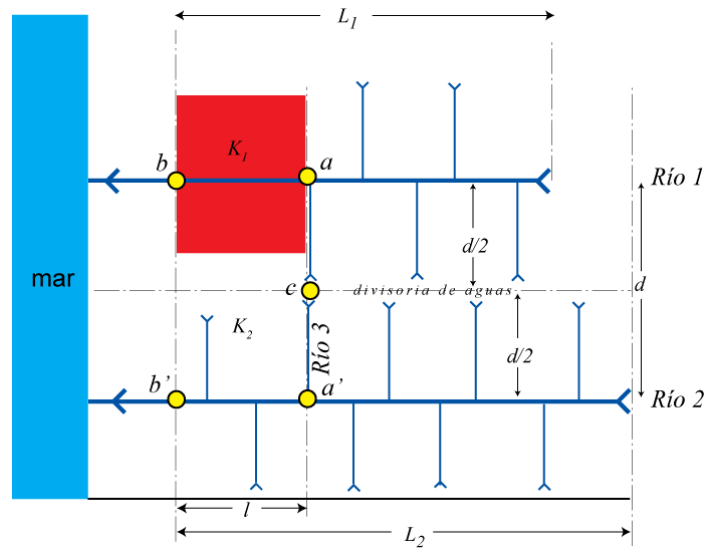


Figura III-13. Vista en planta de las especificaciones del modelo. La región roja representa a las litologías con erodabilidad K_1 , mientras que el resto de las regiones tienen una erodabilidad K_2 , tal que $K_2 > K_1$.

La figura III-13 muestra la configuración del modelo que será analizado a partir de las expresiones mostradas anteriormente. El caso a analizar considera dos ríos que antes del alzamiento tenían condiciones hidráulicas similares (i.e., h , m , n , y k_a similares). El río 1 atraviesa una litología más resistente a la erosión con una constante de erodabilidad $K_1 < K_2$ mientras que K_2 caracteriza la erodabilidad de las restantes regiones. El río 1 tiene un largo L_1 , mientras que el río 2 un largo L_2 (L_1 y L_2 son parametrizaciones de las respectivas área drenada de acuerdo con la **Ley de Hack**). El segmento con mayor resistencia tiene un largo l comprendido entre los nodos b y a (iguales a b' y a' , respectivamente). Un tributario del río 2 (río 3) parte desde el nodo a' hasta el nodo c ubicado en la divisoria de aguas entre ambas cuencas de drenaje. Para formar una red de drenaje lateral, el río 3 debe capturar al río 1, es decir, el knickpoint que corre por el río 3 debe extenderse hasta el nodo a . Para lograr esto, es necesario que se cumplan los siguientes requisitos:

$$T_{b \rightarrow a} > T_{b' \rightarrow a'} + T_{a' \rightarrow c} + T_{c \rightarrow a} \quad (\text{III-4})$$

donde $T_{r \rightarrow s}$ es el tiempo que tarda en migrar un knickpoint desde el nodo r al nodo s . Reemplazando la ecuación III-3 en III-4:

$$T_{b \rightarrow a} = \frac{1}{K_1 k_a^m} \frac{L_1^{1-hm} - (L_1 - l)^{1-hm}}{(1-hm)} \quad (\text{III-5})$$

$$T_{b' \rightarrow a'} = \frac{1}{K_2 k_a^m} \frac{L_2^{1-hm} - (L_2 - l)^{1-hm}}{(1-hm)} \quad (\text{III-6})$$

$$T_{a' \rightarrow c} = \frac{1}{K_2 k_a^m} \frac{(d/2)^{1-hm}}{(1-hm)} \quad (\text{III-7})$$

$$T_{c \rightarrow a} = \frac{1}{K_2 k_a^m} \frac{(d/2)^{1-hm}}{(1-hm)} \quad (\text{III-8})$$

$$\Rightarrow T_{a' \rightarrow a} = \frac{2}{K_2 k_a^m} \frac{(d/2)^{1-hm}}{(1-hm)} \quad (\text{III-9})$$

La expresión (III-7) implica que la ley de Hack que gobierna a la cuenca de drenaje tributario del río 3 es la misma que gobierna a los ríos mayores. Esto puede justificarse *a priori* dada la **fractalidad** relacionada con las geometrías de las redes de drenaje (e.g., *Lashermes and Foufoula-Gergious* [2007], y referencias allí citadas). De este modo, la condición para que se origine la captura queda dada por la siguiente expresión:

$$d < \left[\frac{K_2 [L_1^{1-hm} - (L_1 - l)^{1-hm}] - K_1 [L_2^{1-hm} - (L_2 - l)^{1-hm}]}{2K_1} \right]^{1/1-hm} \quad (\text{III-10})$$

Esta expresión es por lo tanto dependiente del espaciamiento entre los drenajes (d), el largo del segmento que atraviesa la litología más competente (l), los largo de cada río principal (L) y los valores de las constantes de erodabilidad de cada río (K_1 y K_2).

Con el fin de visualizar las implicancias de esta relación (eq. III-10), la Figura III-14 grafica d dependiente de l para distintos valores de K_1 , K_2 , L_1 y L_2 . Esta figura muestra que las capturas son mucho más favorables ante mayores diferencias entre K_1 y K_2 , así como ante mayores diferencias entre L_1 y L_2 .

III-3.2.1.3. Discusión y Conclusiones

Las altas diferencias entre K_1 y K_2 necesarias para que se produzca más efectivamente la captura parecieran ser realistas en su aplicación a la Depresión Central de Chile Central. Las altas

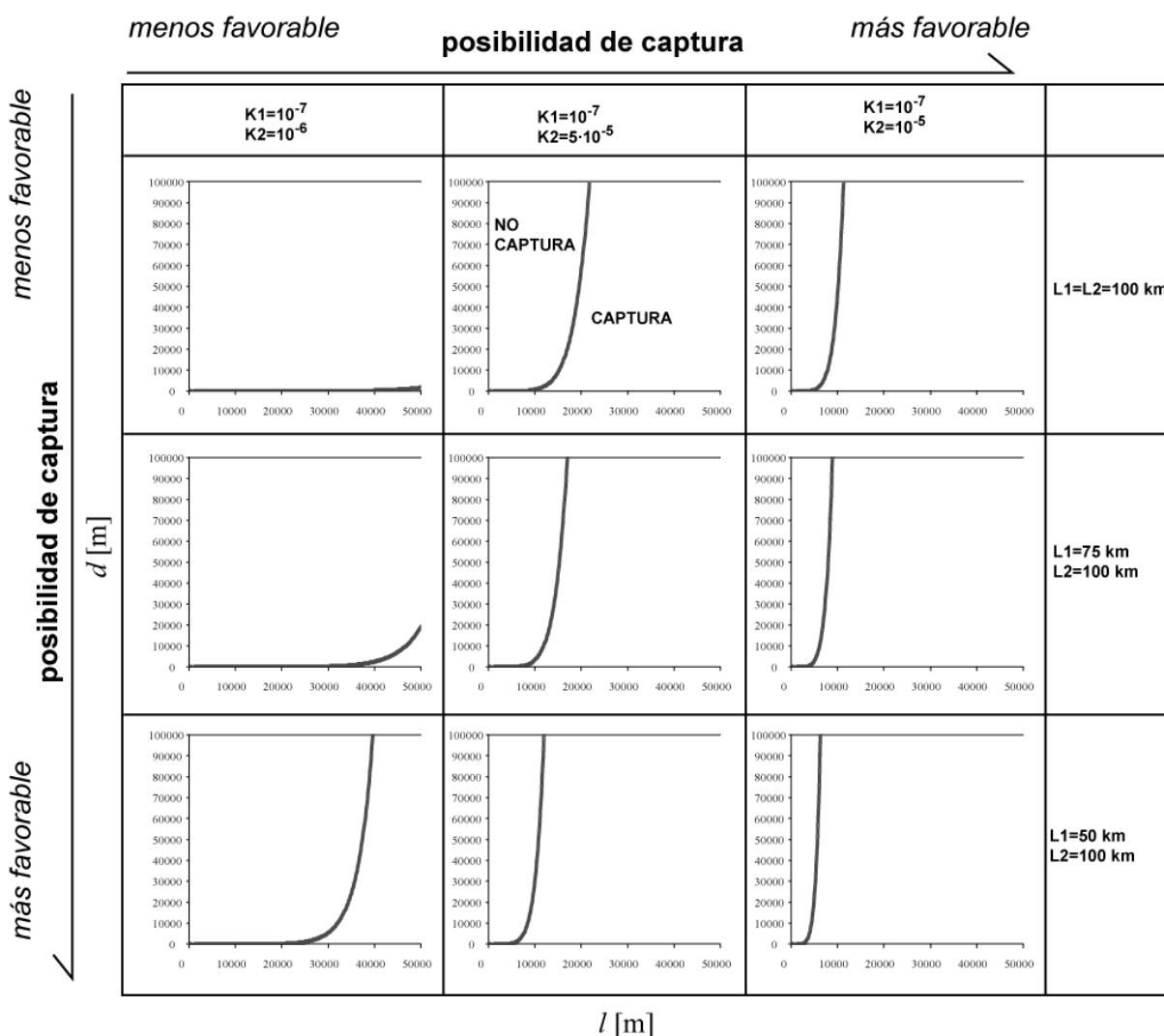


Figura III-14. Relaciones entre d (distancia entre dos ríos principales) y l (largo de la zona con menor erodabilidad) para que se produzca la captura lateral de un río de largo $L1$ por un río de largo $L2$. La región bajo la curva representa los casos en los cuales se debería producir la captura.

penneplanicies ubicadas al oeste de Santiago probablemente estaban conectadas con el drenaje del río Mapocho antes de su captura por el río Maipo. En este caso, las altas penneplanicies están constituidas por rocas graníticas cretácicas, mientras que el río Maipo al atravesar la Cordillera de la Costa Oriental corta una zona de rocas volcánicas, volcanoclásticas y sedimentarias también cretácicas. Cabe recordar es ampliamente reconocida la menor erodabilidad de las rocas graníticas respecto de otras litologías, teniendo constantes de erodabilidad (K) \sim 1-orden de magnitud menores que las rocas volcánicas, y 2-órdenes de magnitud menores que las rocas sedimentarias.

Existen amplias diferencias entre las áreas drenadas de los ríos capturados y de los ríos capturadores. Esto resulta sumamente obvio para la captura del río Codegua-Hospital por el Maipo y del Antivero por el Cachapoal (Figura III-10). También es evidente para la situación respecto del drenaje norte y sur de la depresión de Santiago; mientras el río Maipo tiene un área

drenada de $\sim 7.1 \cdot 10^9 \text{ m}^2$ en el punto de confluencia (drenaje sur; $L \sim 141 \text{ km}$), el río Mapocho llega a este punto con un área drenada acumulada de $\sim 4.1 \cdot 10^9 \text{ m}^2$ (drenaje norte; $L \sim 107 \text{ km}$), es decir, el largo del río principal del drenaje norte de Santiago es un 3/4 del drenaje sur de la depresión.

A priori, este análisis muestra que bajo las condiciones y restricciones en el presente, el río Maipo pudo haber capturado al río Mapocho y formar así una red de drenaje lateral que condujera a la formación de la Depresión Central por erosión. No obstante, hay una serie de consideraciones que podrían distorsionar este análisis. Particularmente, se ha asumido valores constantes de precipitaciones en la región. Más aún, es posible que comportamientos no lineales de la constante de erodabilidad afecten los resultados (e.g., *Tucker and Brass [2000]; Whipple et al. [2000]*). Sin embargo, la simplificación hecha muestra que el modelo es posible físicamente. Así mismo, también es posible que un basculamiento hacia el este de la Cordillera de la Costa y Depresión Central haya ocurrido en la zona. De ser así, la depresión sería mucho más propensa al desarrollo de una red de drenaje lateral como las que normalmente se aprecian en las cuencas de antepaís [e.g., *García-Castellanos, 2002*]. Por lo tanto, si efectivamente ocurrió un basculamiento de esta zona, por muy pequeño que éste haya sido, contribuiría en la eficiencia del proceso de captura y por ende, a la formación de la Depresión Central de Chile Central por erosión.

III-3.2.2. Modelos de Desarrollo del Paisaje (Landscape Evolution Models)

Detalles del modelo

Este modelo se basa en la proposición de *Brügger [1950]*, la que consiste en que (1) la Cordillera de la Costa se alza, (2) la Depresión Central no sufre ni alzamiento ni subsidencia tectónica, y (3) la Cordillera Principal se alza. Este análisis consistió en un total de 14 experimentos. Cada experimento tardó el orden de 10 días en entregar resultados, aun cuando algunas experiencias mostraron problemas de inestabilidad numérica antes de finalizar.

La región modelada (Figura III-15) tiene una dimensión de $100 \times 180 \text{ km}^2$, con celdas de 1 km^2 . La Cordillera Principal se extiende entre los kilómetros 0 a 80, la Depresión Central entre 81 a 110, y la Cordillera de la Costa entre 111 a 165. Se dejó una zona sin actividad tectónica entre 165 a 180 km.

El modelo partió con una topografía inicial con 0.2° de pendiente. Este modelo topográfico se dejó durante 300 mil años sin actividad tectónica de modo de generar una red de drenaje con escaso relieve (representación de las peneplanicies). A partir de ese momento se lanzaron los modelos. Los parámetros que son similares a todos los modelos se presentan en la Tabla III-1, mientras que la Tabla III-2 presenta los parámetros distintivos para los dos grupos de modelos, los que están dados por las tasas de precipitaciones. Se definen dos grupos de modelos (A y B). El grupo A se caracteriza por un alzamiento de 2 mm/año de la Cordillera Principal y de 0.5 mm/año de la Cordillera de la Costa. En el grupo B, la Cordillera Principal se alzó también 2 mm/año, mientras que la Cordillera de la Costa sólo 0.25 mm/año.

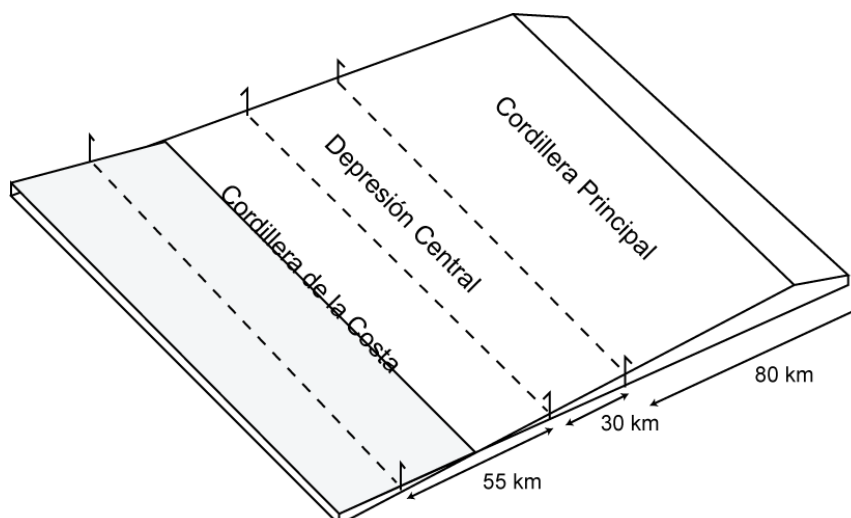


Figura III-15. Configuración inicial del modelo. La pendiente inicial fue de 0.2° tanto al oeste como al este.

Resultados

El resultado más importante en todos los modelos es la formación de una cobertura sedimentaria dentro de la Depresión Central (Figura III-16; ver suplemento electrónica para ver animaciones de los resultados completos), favorecidos por las condiciones de erosión en la Cordillera Principal, así como por la erosión en el flanco oriental de la Cordillera de la Costa. Este proceso parece ser favorecido por el bloqueo del drenaje efectuado por la Cordillera de la Costa.

Las diferencias más notables se observan en los ríos principales (Figura III-16). Se puede notar, claramente, que ante menores precipitaciones, se torna más difícil para el drenaje escapar de la Depresión Central, formándose lagos, lo cual es apreciable mejor en los modelos del grupo A, ya que en B el alzamiento de la Cordillera de la Costa es menor. Por el contrario, cuando las precipitaciones son mayores, la erosión compensa en los grandes valles el alzamiento de la Cordillera de la Costa, permitiendo un mayor escape del drenaje desde la Depresión Central, i.e., no se forman lagos.

En el grupo B, la acumulación de sedimentos, así como la formación de lagos es mucho menor que en el grupo A (Figura III-16). Esto señala la fuerte influencia del bloqueo del drenaje hacia el mar debido al alzamiento de la Cordillera de la Costa, aun que es clara la influencia de las precipitaciones (comparar modelos A2 y B2 con modelos A4 y B4).

Los modelos muestran también el desarrollo de una red de drenaje lateral debido al bloqueo efectuado por la Cordillera de la Costa, aun cuando éste ocurre principalmente en los ríos de menor jerarquía. Por lo tanto, ante mayor agua, los ríos atraviesan más fácilmente la Cordillera de la Costa mientras se alza. En el modelo B4, en particular, los ríos atraviesan siempre la Cordillera de la Costa. Cuando el alzamiento de la Cordillera de la Costa no puede ser compensado por la erosión, entonces se favorece la captura de los ríos menos potentes. De este

Parámetro	Valor
Espesor inicial de sedimentos	0 m
Flujo de aguas crítico para la transición difusión-ríos	0 m ³
Coefficiente de transporte aluvial	$2 \cdot 10^{-6} [\text{m}^{(1-3m)}\text{s}^{(a-1)}]$
Exponente de flujo de la ley de transporte aluvial <i>a</i>	1.5
Exponente de pendiente de la ley de transporte aluvial <i>b</i>	1
Coefficiente de difusión aluvial	$5 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{año}$
Angulo crítico de estabilidad gravitacional de sedimentos	30°
Coefficiente de erosión sobre roca	$2 \cdot 10^{-6} [\text{m}^{(1-3m)}\text{s}^{(m-1)}]$
Exponente <i>m</i> de la ley de incisión sobre roca	0.5
Exponente <i>n</i> de la ley de incisión sobre roca	1
Coefficiente de difusión sobre roca	$10^{-2} \text{ m}^2/\text{año}$
Angulo crítico de estabilidad gravitacional de rocas	75°

	1	2	3	4	5	6	7
Precipitaciones [mm/año]	50	100	300	500	800	1000	2000*
* Distribución creciente desde 300 mm/año a 0 m s.n.m. a 2000 mm/año a 7000 m s.n.m. Estos valores son aplicables tanto para los modelos del grupo A como del grupo B, los cuales se diferencian por las tasas de alzamiento de la Cordillera de la Costa (0.5 mm/yr para el grupo A, y 0.25 mm/yr para el grupo B)							

modo, los modelos muestran las condiciones en las cuales se favorece la captura dentro de la Depresión Central.

Los experimentos numéricos recién presentados muestran como se favorece la acumulación de sedimentos y la captura lateral de drenajes debido al bloqueo efectuado por el alzamiento de la Cordillera de la Costa. Sin embargo, estos modelos no explican el desarrollo de cerros islas ni de uniones entre ambas cordilleras como efectivamente es observado en Chile Central.

A pesar de ello, estos modelos pueden considerarse efectivos al momento de compararlos con la etapa constructiva de la Depresión Central (sección III-3.1.4), ya que el alzamiento del borde occidental de la Cordillera de la Costa después de 4 Ma habría bloqueado el drenaje, induciendo así una mayor acumulación sedimentaria, la que sería mayor ante menores tasas de precipitaciones. Esto, efectivamente puede observarse en la región de estudio, ya que la elevación de la depresión de Santiago es de 300 a 700 m s.n.m., mientras que en San Fernando es entre 200 y 400 m s.n.m, y en Talca sólo 100 a 300 m s.n.m. Esto señala que la eficiencia de la erosión en respuesta al alzamiento de la Cordillera de la Costa será mayor ante mayores precipitaciones. Así mismo, la erosión en la Cordillera Principal aporta fuertemente a la agradación en la Depresión Central, tal como había sido propuesto en la sección III-3.1. No obstante, no se modeló el caso de un mayor o menor alzamiento de la cordillera mayor para poder analizar correctamente si ante un mayor solevantamiento de esta zona habría una mayor sedimentación.

Modelo A2

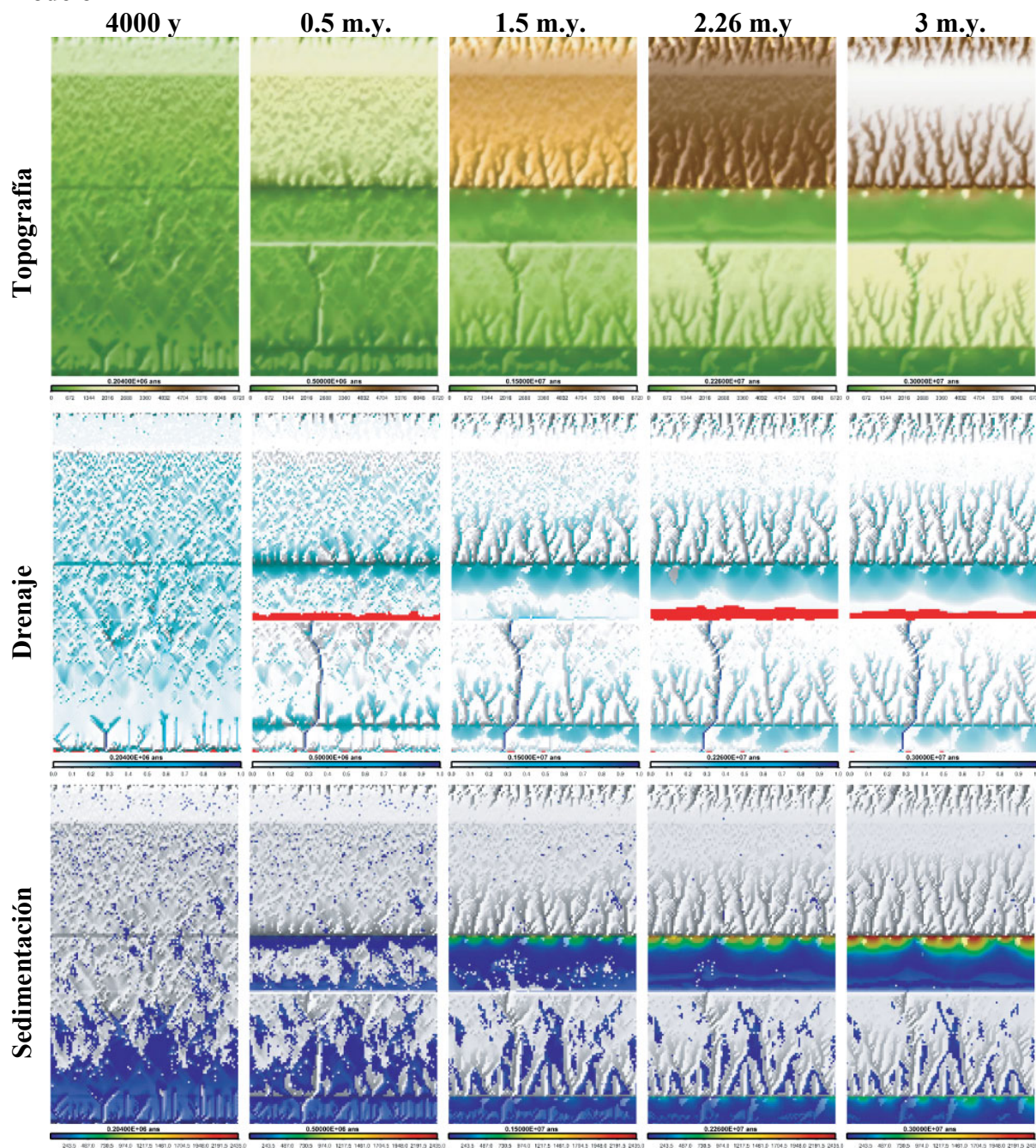


Figura III-16. Resultados gráficos de la evolución de la topografía, el drenaje y la sedimentación de los Modelos A2, A4, B2, y B4. Ver Tabla III-2 para especificaciones pluviométricas y tectónicas de cada modelo.

Modelo A4

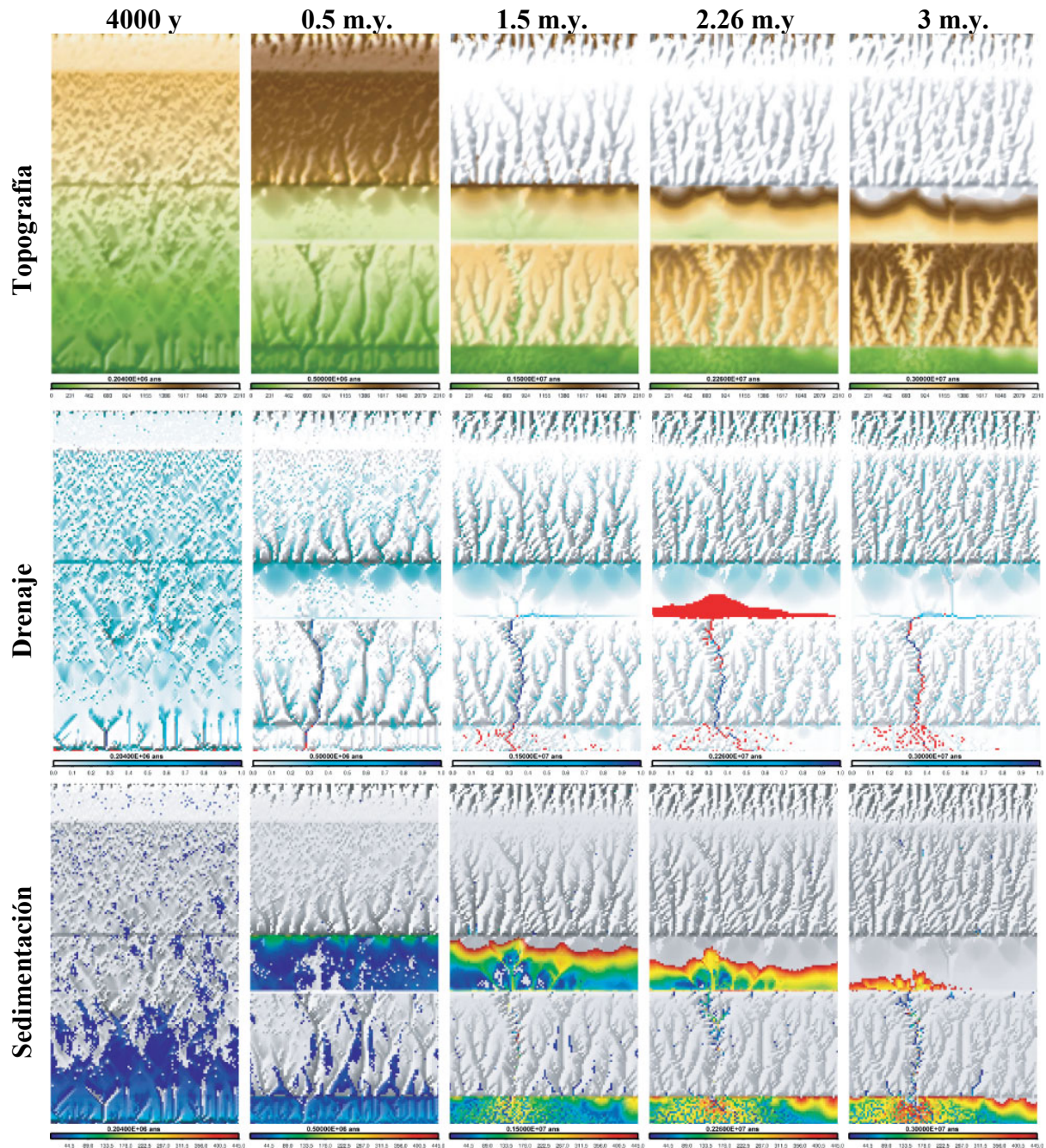


Figura III-16 (continuación)

Modelo B2

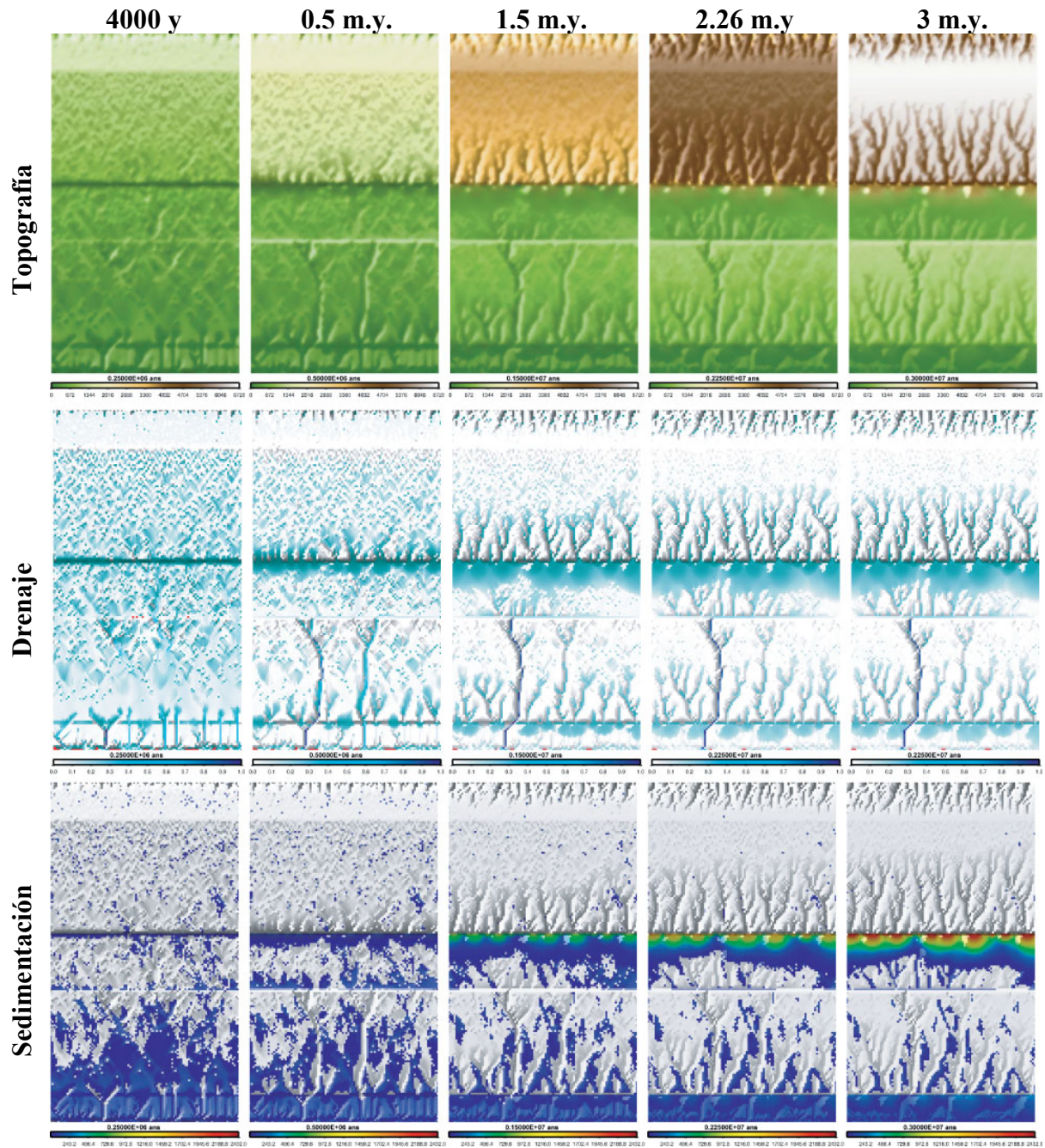


Figura III-16 (continuación)

Modelo B4

4000 y

0.5 m.y.

1.5 m.y.

2.26 m.y.

3 m.y.

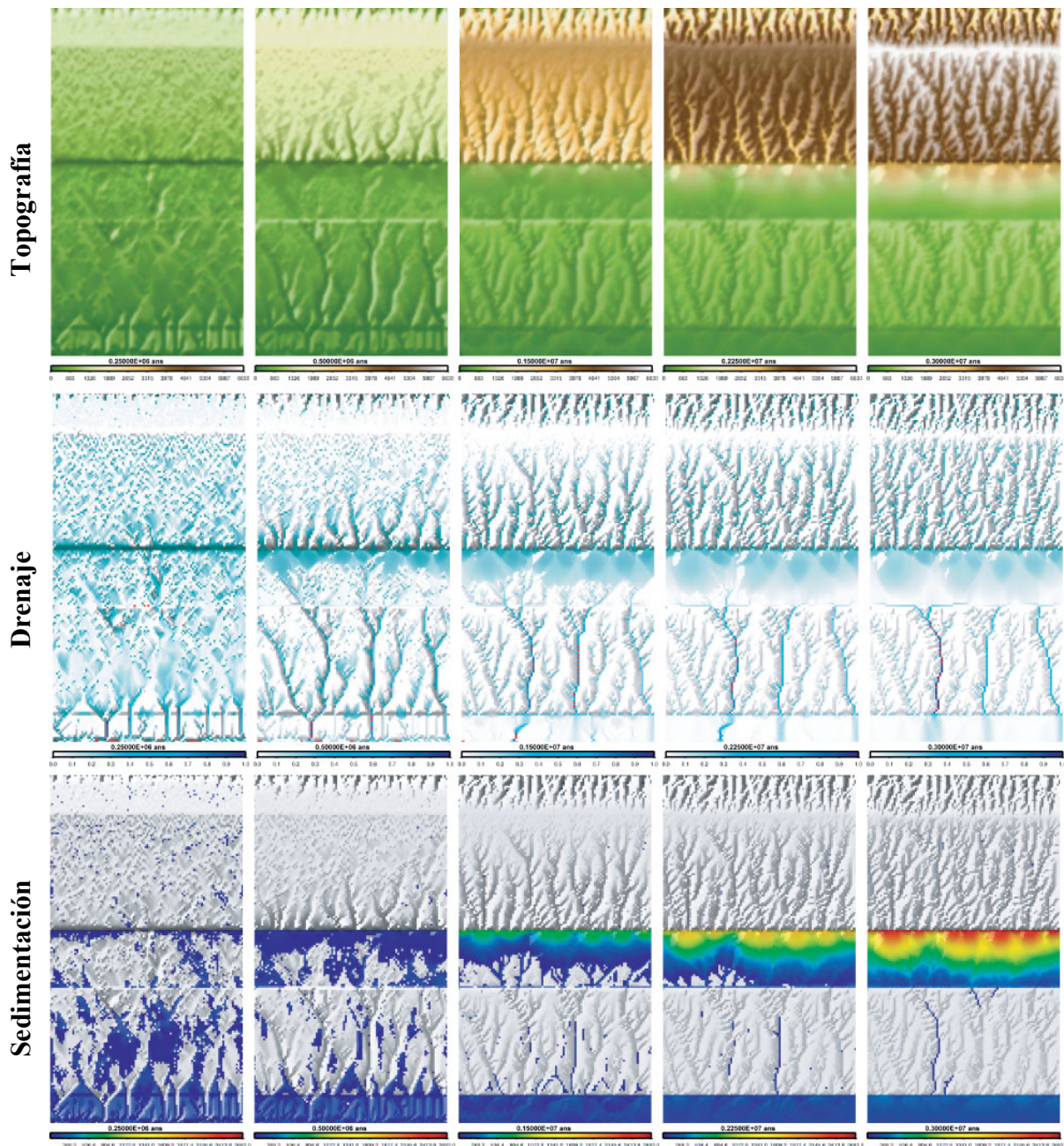


Figura III-16 (continuación)

Implicaciones y Relaciones con la formación de la Depresión Central en Chile Central

Finalmente, este modelo pareciera representar mejor la evolución de la Depresión Central del norte de Chile; allí, está ampliamente reconocido el alzamiento de la Cordillera de la Costa y una fuerte agradación en la Depresión Central, aun cuando la gran agradación en esa región está fundamentalmente controlada por los grandes depósitos ignimbríticos miocenos (e.g., *Farías et al.* [2005a]; Anexo I). Sin embargo, estos modelos también ilustran la situación post-alzamiento en la región de Chile Central, aunque particularmente ellos se asocian mejor con los del grupo B debido al menor alzamiento que ha registrado la Cordillera de la Costa en la región central.

III-4. Comentarios Finales

El estudio de las formas de relieve y su evolución ha permitido determinar que la actual organización morfológica de Chile Central es fundamentalmente el resultado de procesos ocurridos después de 10 Ma. Los procesos constructivos están principalmente relacionados con un alzamiento de superficie regional que afectó a prácticamente todo el antearco continental, intra-arco, y parte del trasarco. El alzamiento habría sido por sobre los 2 km, según lo atestiguan numerosas superficies planas (peneplanicies) elevadas que se habrían formado antes del alzamiento. El alzamiento de superficie produjo una respuesta erosiva, la cual ha sido caracterizada por el retroceso de *knickpoints* hacia las cabeceras de los ríos. Dicho proceso ha sido extremadamente lento, tardando entre 2 a 6 m.y. en llegar a la parte alta de la cordillera de Chile Central. Esto, debido principalmente a la alta resistencia a la erosión que exponen las rocas que constituyen el substrato en la región. De hecho, es ampliamente reconocida la fuerte resistencia que oponen las litologías ígneas que caracterizan geológicamente a Chile Central.

Dentro del proceso destructivo a consecuencia del alzamiento, destaca la formación de la Depresión Central. Considerando un análisis morfológico actual, se propone que la Depresión Central es fundamentalmente el resultado de la erosión diferencial debido a la configuración litológica de la región sumada al solevantamiento relativo de la Cordillera Principal. En este sentido, aquellos *knickpoints* que migraban hacia la cabecera a través de ríos cuyo lecho correspondía a rocas graníticas habrían sido retenidos, mientras que los ríos cuyo lecho correspondía a otra litología avanzaron mucho más rápido, permitiendo la captura de los primeros, y ampliando así la zona de erosión debido a la instauración de un drenaje lateral. El análisis numérico de este proceso indica que tal mecanismo es físicamente capaz de formar el Valle Longitudinal.

La influencia de las precipitaciones en los mecanismos de erosión es evidente en la región de Chile Central. Más aún, es posible que ellas sean uno de los factores que provoquen la segmentación morfológica dada a los 33°S: hacia el norte, no existe una clara Depresión Central salvo algunas morfologías que pueden ser interpretadas como proto-depresiones, mientras que hacia el sur, la Depresión Central está cada vez más bien definida. Así mismo, el aumento de precipitaciones hacia el sur aumenta la influencia de los procesos destructivos en el paisaje, mientras que la clara disminución del alzamiento tectónico hacia el sur (expresada por la menor elevación del margen) se traduce en una disminuir en la influencia de los procesos constructivos.

CAPITULO IV

**IMPLICANCIAS PARA LA
OROGÉNESIS EN ZONAS DE
SUBDUCCIÓN: SÍNTESIS Y
DISCUSIÓN**

IV-1. Evolución Morfotectónica Cenozoica en los Andes de Chile Central: Síntesis

IV-1.1. Evolución pre-neógena

Los resultados mostrados en este trabajo apuntan a que el establecimiento de los Andes de Chile Central como cadena montañosa ocurrió fundamentalmente durante el Neógeno. Sin embargo, la herencia legada por los eventos previos ha resultado muy determinante en su evolución.

En primer lugar, la evolución mesozoica (Figura IV-1) en esta región se caracterizó por el desarrollo de cuencas extensionales de trasarco en las que se depositaron gruesas capas sedimentarias ubicadas desde la Cordillera Principal Oriental hacia el este. Simultáneamente, el arco se desarrolló aproximadamente en el sector oriental de la Cordillera de la Costa actual, del cual el cordón de granitoides de edad cretácica formó parte. No obstante, la relación entre el intrarco y el trasarco es escasamente conocida debido a que sus depósitos no afloran en el área de estudio, aun cuando ella probablemente se caracteriza por la interdigidación de rocas volcánicas y sedimentarias (Figura IV-1).

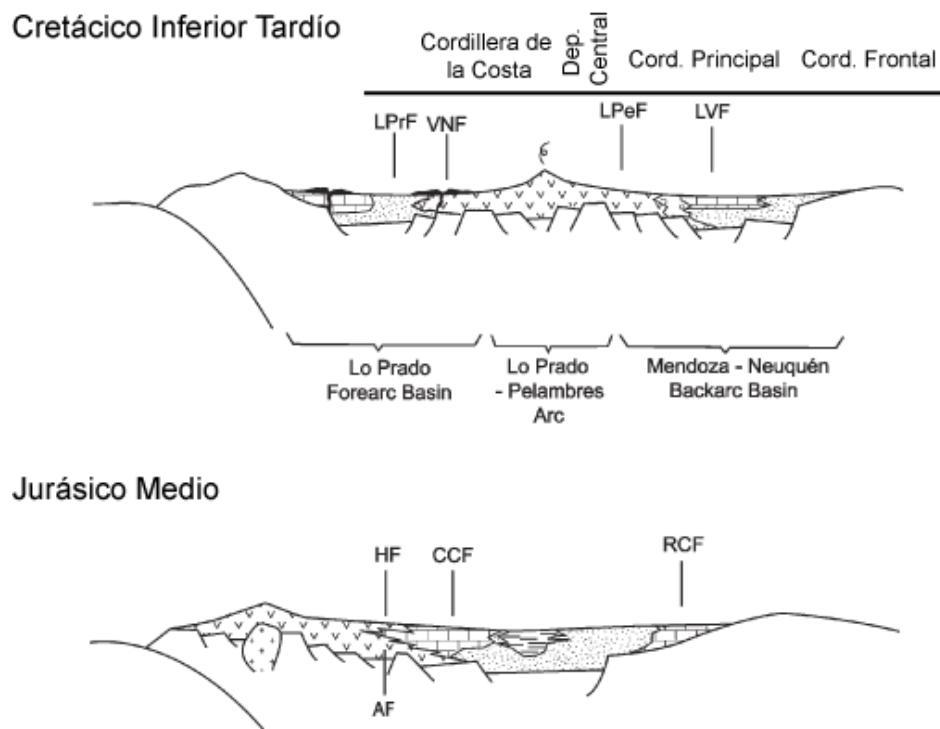


Figura IV-1. Desarrollo jurásico-cretácico de los Andes de Chile Central-Argentina Occidental. Las unidades morfoestructurales (C. de la Costa, D. Central, etc.) son una referencia de su ubicación actual. Modificado de *Charrier et al.* [2007].

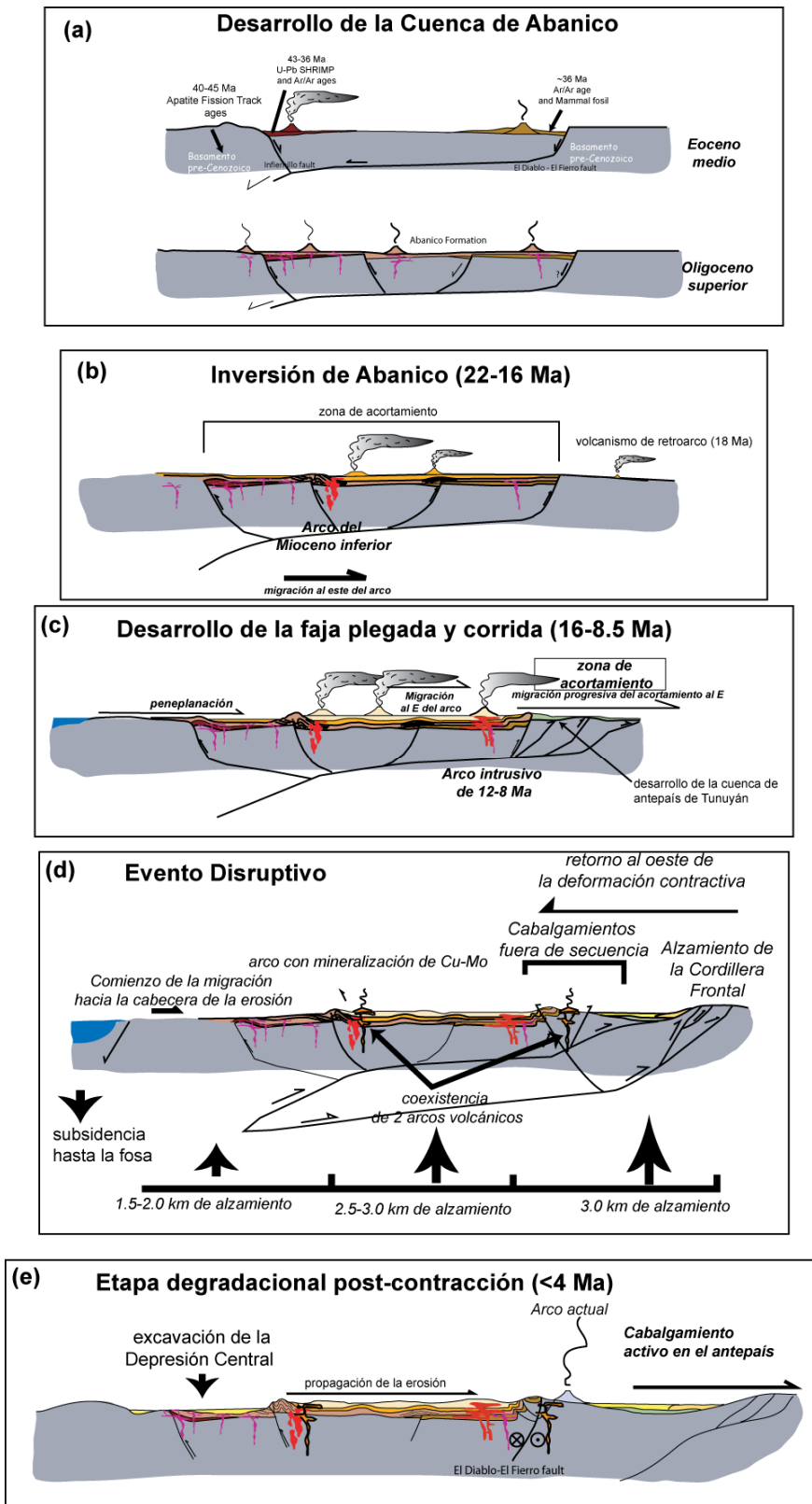


Figura IV-2. Esquema de la evolución cenozoica de los Andes de Chile Central. Modificado de Fock [2005].

La evolución cretácica-paleocena post-Neocomiano, caracterizada por el retiro del mar de las cuenca de trasarco, incluyó el depósito de secuencias continentales (Formación Colimapu, primero, y BRCU, después), las cuales han sido interpretadas como el resultado del desarrollo de un prisma sinorogénico [Combin and Nullo, 2005]. Sin embargo, no existen pruebas estructurales que sustenten la ocurrencia de acortamiento hasta el Neógeno, con la excepción de las relaciones estructurales observadas en el valle del río Las Leñas (Figura II-5). Por lo tanto, es posible que, bajo la Cordillera Principal Occidental y Central, se localicen las zonas deformadas que constituyeron el relieve positivo desde el cual provenían los depósitos del Cretácico-Paleoceno que afloran en el lado oriental de la cadena, donde lo observado en el río Las Leñas, podría constituir el frente oriental del orógeno pre-Eoceno (Figura IV-2). Esto implica una coincidencia en la ubicación de los flancos orientales de este supuesto orógeno y la cuenca de Abanico.

El comienzo de la extensión del Eoceno-Oligoceno se caracterizó por la exhumación del flanco oriental de la Cordillera de la Costa (*footwall*), mostrando edades en trazas de fisión en apatito de ~ 40 Ma (Figura IV-2a, 3). En la naciente cuenca se depositaron niveles volcánicos de afinidad toleítica, los que se interdigitan con depósitos sedimentarios principalmente volcanoclásticos, aun cuando también se depositaron sedimentos finos de ambiente lacustre, incluyendo algunos niveles calcáreos. Esta arquitectura de los depósitos permite inferir un ambiente caracterizado por continuas efusiones que formaban cuencas sedimentarias en un ambiente de intra-arco [e.g., Charrier et al., 2002]; así mismo, las continuas efusiones fueron responsables de sellar el ambiente en el cual diversas faunas coexistieron en este tiempo, incluyendo una amplia gama de especies de mamíferos [Flynn et al., 2007].

Discordancias angulares sin mayor deformación en las capas infrayacentes en ambos flancos de la cuenca de Abanico sugieren que la extensión fue acomodada por fallas lítricas (Figura IV-2a, 3). Aun cuando no existen pruebas suficientes, es asimismo posible que dichas discordancias sean heredadas del probable evento de acortamiento que ocurrió antes del Eoceno. Sin embargo, es mucho más probable que ellas sean producto de basculamientos asociados con la extensión ya que las rocas mesozoicas están sólo basculadas y no presentan mayor deformación respecto de los depósitos cenozoicos, salvo en el valle del río la Leñas, lugar en el cual se presentan los únicos indicios de deformación contractiva pre-Mioceno en la región de estudio (ver Figura II-5).

La geoquímica de las rocas de la Formación Abanico indica la existencia de una corteza media más delgada que 35 km (e.g., Fuentes [2004]; Kay et al. [2005]; Muñoz et al. [2006]), lo cual indica que durante su evolución, la cuenca tuvo una baja elevación próxima al nivel del mar o al menos con muy poco relieve. Por lo tanto, las continuas efusiones habrían provocado una continua agradación asociadas con la subsidencia termal de la cuenca de Abanico.

IV-1.2. La inversión de la cuenca de Abanico y el desarrollo de la faja plegada y corrida

A fines del Oligoceno, principios del Mioceno, las secuencias de la Formación Abanico comenzaron a acortarse, lo cual fue registrado por el desarrollo de discordancias progresivas

desarrolladas hacia el interior de la cuenca. De acuerdo con *Fock* [2005], esto marca el inicio del depósito de la Formación Farellones. Es claro que el desarrollo contractivo causó discordancias en zonas donde la Formación Farellones no se emplazó coetáneamente al acortamiento, o discordancias progresivas en los flancos de la cuenca de Abanico si es que se emplazó (Figura IV-2b, 3). Así mismo, la inversión de la cuenca tuvo lugar principalmente en los flancos de la cuenca, quedando zonas en las que ambas formaciones se presentan concordantemente (Figura IV-3). De este modo, *Fock* [2005] mostró pruebas claras sobre el paso a veces discordante, progresivamente discordante y concordante entre ambas formaciones.

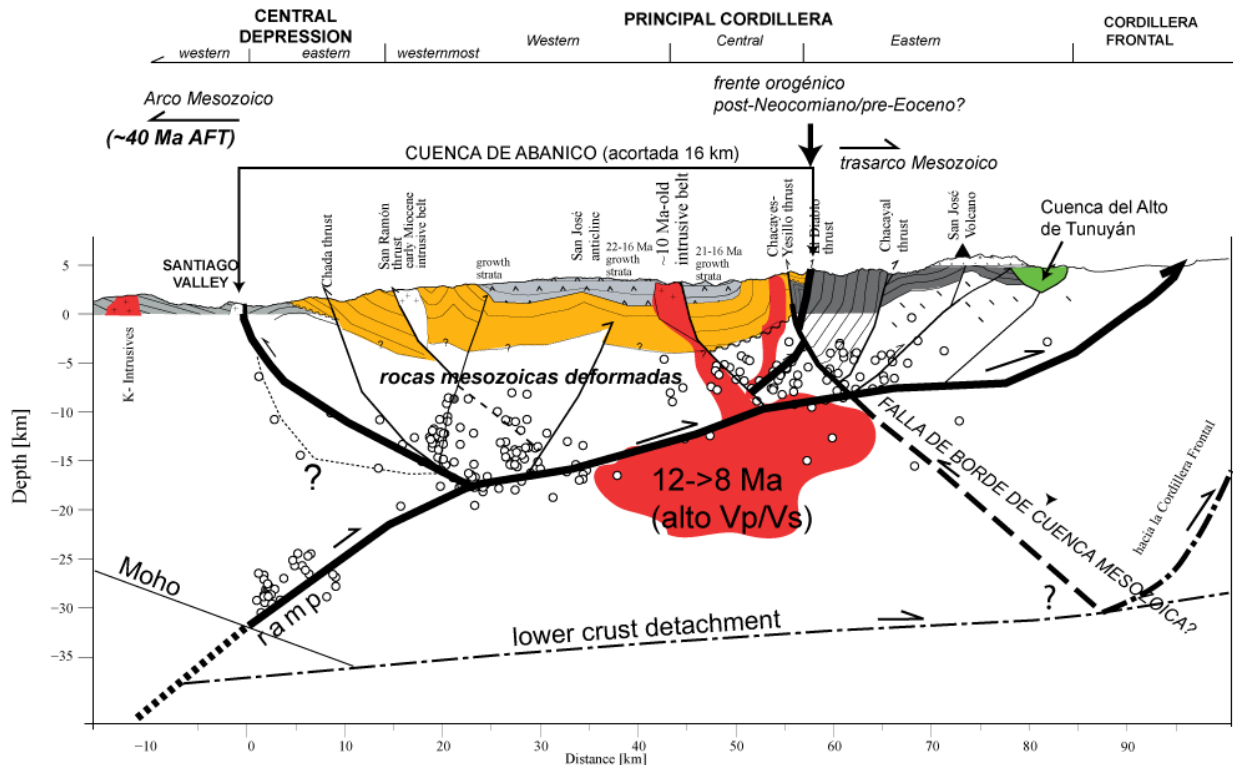


Figura IV-3. Perfil a lo ancho de la cadena andina a la latitud de Santiago. Figura modificada de la Figura 7 en la sección II-2.2. Se han añadido las proyecciones superficiales de la cuenca de Tunuyán, así como el ápice de ~ 8 Ma de intrusivos cerca del embalse El Yeso. Dados los altos V_p/V_s mostrado en la Figura 5 de la sección II-2.2., es posible interpretar que bajo el detachment se encontrarían las raíces de los intrusivos que afloran en superficie, lo que pareciera ser corroborado por la extensión E-W de plutones de entre 12 y 8 Ma.

La inversión de la cuenca de Abanico acomodó un mínimo de 16 kilómetros de acortamiento distribuidos casi simétricamente entre sus dos flancos (Tabla IV-1). Es claro que esta magnitud de acortamiento no habría sido capaz de producir mucho alzamiento, aun cuando el engrosamiento cortical asociado fue registrado por el cambio en la geoquímica de los depósitos volcánicos y plutónicos (e.g., *Nyström et al.* [2003]; *Kay et al.* [2005]). De hecho, depósitos syn-orogénicos en el antepaís no se acumularon hasta después de 16 Ma (cuenca del Alto de Tunuyán; *Giambiagi et al.* [2001]). Por lo tanto, la inversión de la cuenca de Abanico no habría resultado en la formación de una cordillera de elevaciones como las actuales. Esto, a pesar que después de 16 Ma, la región en la cual se ubicó la cuenca de Abanico casi no acomodó acortamiento (Figura IV-2b, -3).

Tabla IV-1. Acortamiento a lo ancho de los Andes a 33.8°S

	Primer Periodo 22-15 Ma	Segundo Periodo 15-8.5 Ma	Tercer Periodo 8.5-4 Ma	Cuarto Periodo 4-0 Ma	Total
Cuenca de Abanico	16 [§]				16
Cordillera Principal Oriental	6	24	17		47
Cordillera Frontal Antepaís			15		15
				6	6
Total	22	24	32	6	84

* Acortamiento aproximado en [km]
[§] Estimado en este trabajo (sección II-2.2). El resto de los valores de acuerdo con *Giambiagi and Ramos [2002]*

El acortamiento en la cuenca de Abanico fue probablemente el resultado de la inversión de fallas normales lítricas enraizadas en un nivel de despegue a aproximadamente 10 km de profundidad (Figura IV-2b, 3). Durante la inversión de la cuenca, la deformación casi simétrica entre ambos flanco de la cuenca sugiere que dicho *detachment* acomodó por igual deformación tanto de vergencia oeste como este. Al final de la deformación relacionada con la inversión de la cuenca (~ 16 Ma), la consecuente migración del acortamiento hacia el este habría respondido a la alta rigidez y alto espesor (4000-6000 m) de las rocas volcánicas de la cuenca de Abanico y la menor rigidez de las rocas sedimentarias mesozoicas ubicadas al este de la cuenca, lo cual habría producido el desarrollo del *detachment* como conductor de material hacia el este (por sobre el despegue), mientras que por debajo de él, el material cortical habría avanzado hacia el oeste (*simple shear mode of deformation* [Allmendinger and Gubbels, 1996]). De hecho, esta característica es la que habría controlado el acortamiento a la latitud de Santiago, ya que cerca del 80% del acortamiento se ha localizado en el flanco oriental de la cadena (Tabla IV-2). Los contrastes reológicos entre los flancos occidental y oriental de la cuenca en superficie, también deberían existir en profundidad, ya que se espera que hacia la fosa el gradiente geotermal disminuya, mientras que hacia el arco debería aumentar: es ampliamente reconocido que la rigidez litosférica está fuertemente controlada por el estado termal de las rocas.

El desarrollo de la faja plegada y corrida de Aconcagua (entre los 16 y 9 Ma; *Giambiagi et al.* [2003]) se caracterizó morfológicamente por el desarrollo de la cuenca de antepaís del Alto de Tunuyán [*Giambiagi et al.*, 2001], en cuyos depósitos se encuentran rocas volcánicas provenientes del arco cenozoico (i.e, formaciones Abanico y Farellones, aunque probablemente sean principalmente relacionadas con esta última; ver Figura IV-2c). Considerando que la deformación dentro de la cuenca de Abanico no habría producido un alzamiento importante debido al bajo acortamiento, es posible que los edificios volcánicos miocenos hayan sido los únicos relieves importantes del sector occidental de la cordillera, aun cuando no es posible descartar que la deformación de intrarco haya efectivamente creado un relieve positivo desde el cual provinieran los sedimentos presentes en algunos de los niveles de los depósitos de antepaís. De hecho, de acuerdo con *Giambiagi et al.* [2001], clastos provenientes del arco volcánico sólo se encuentran en los niveles inferiores y superiores de la secuencia acumulada en la cuenca de antepaís.

El final del desarrollo de la faja plegada y corrida a la latitud de Santiago se caracteriza por el emplazamiento de extendidos cuerpos graníticos en el límite entre la Cordillera Principal Occidental y Central (Figura IV-2c, 3). Estos cuerpos presentan edades menores hacia el este,

mostrando la tendencia que había caracterizado la migración del magmatismo hasta este momento. Es probable que estos cuerpos tengan dimensiones batolíticas bajo el nivel de despegue (bajo 8-10 km de profundidad; esto puede ser interpretado por los altos valores de V_p/V_s , ver Figura 5 en artículo mostrado en la sección II-2.2), donde los afloramientos que forman una franja muy definida a lo largo de la zona que separa a las secuencias cenozoicas deformadas de la Cordillera Principal Central de las casi no-deformadas del flanco occidental de la Cordillera Principal Central sugieren que su ascenso estuvo fuertemente controlado por las estructuras de la zona. Si las raíces de estos cuerpos intrusivos se localizan extendidamente bajo la cordillera, es posible que algunos ápices de este batolito hayan logrado ascender también más al este, tal como puede ser observado en la actualidad. Por ello, es probable que el emplazamiento entre 12 y 8 Ma de este batolito haya influido en el estado termal de las rocas que hoy en día afloran, como pareciera ser evidenciado por un metamorfismo de contacto tardío de las rocas cenozoicas y mesozoicas que afloran en la región [Aguirre *et al.*, 2007], así como por las edades de enfriamiento registradas por las trazas de fisión en la zona, las cuales son levemente más jóvenes que las intrusiones (ver sección III-2).

IV-1.3. El Evento Disruptivo del Mioceno Superior-Plioceno Inferior

IV-1.3.1. El paisaje inicial

La ausencia de relictos de los edificios volcánicos relacionados con estas intrusiones o con la Formación Farellones evidencia un importante evento regional de erosión (Figura IV-2d, 4), el cual se habría prolongado hasta al menos los 8 Ma (edad más joven de las intrusiones [e.g., Kurtz *et al.*, 1997; Kay *et al.*, 2005]), aun cuando este evento pudo prolongarse hasta ~ 1.1 Ma en la alta cordillera. A pesar que este evento no ha sido registrado termocronológicamente (salvo quizás a algunas edades en torno a 10 Ma), sí está bien registrado morfológicamente. Este evento de erosión se caracterizó por una amplia peneplanación que habría afectado todo el margen de Chile Central entre 30 y 35°S al menos, y que no se habría extendido más al este de la falla El Fierro (sección III-2.1). Este evento de peneplanación no sólo habría destruido los relieves propios del arco volcánico, sino que también destruido el relieve producido por la inversión de la cuenca. Por ejemplo, existen escasas zonas en las cuales el frente cordillerano presenta alturas como las del cerro San Ramón frente a Santiago que contengan el paso continuo de Formación Abanico a Formación Farellones y, en consecuencia, un registro casi completo de la inversión de la cuenca, incluyendo los estratos de crecimiento en los niveles basales de la Formación Farellones. En lugar de estos cordones se observan peneplanicies elevadas (sección III-2.1).

IV-1.3.2. La deformación

A los ~ 9-10 Ma, la propagación normal de la deformación al este comenzó a producir drásticos cambios a causa de la reactivación de fallas de alto ángulo arraigadas en el basamento que alzaron grandes bloques de las rocas cristalinas que formaron la Cordillera Frontal al norte de los 34°15'S. La reactivación de estas fallas habría inducido el bloqueo de la deformación acomodada por el *detachment*, produciendo así la actividad de fallas fuera-de-secuencia en la Cordillera Principal Central y Oriental [Giambiagi *et al.*, 2003]. La deformación entre 8.5 y 4 Ma estaría relacionada con la reactivación e inversión de las fallas del *rift* mesozoico (ver Figura IV-2d, 3).

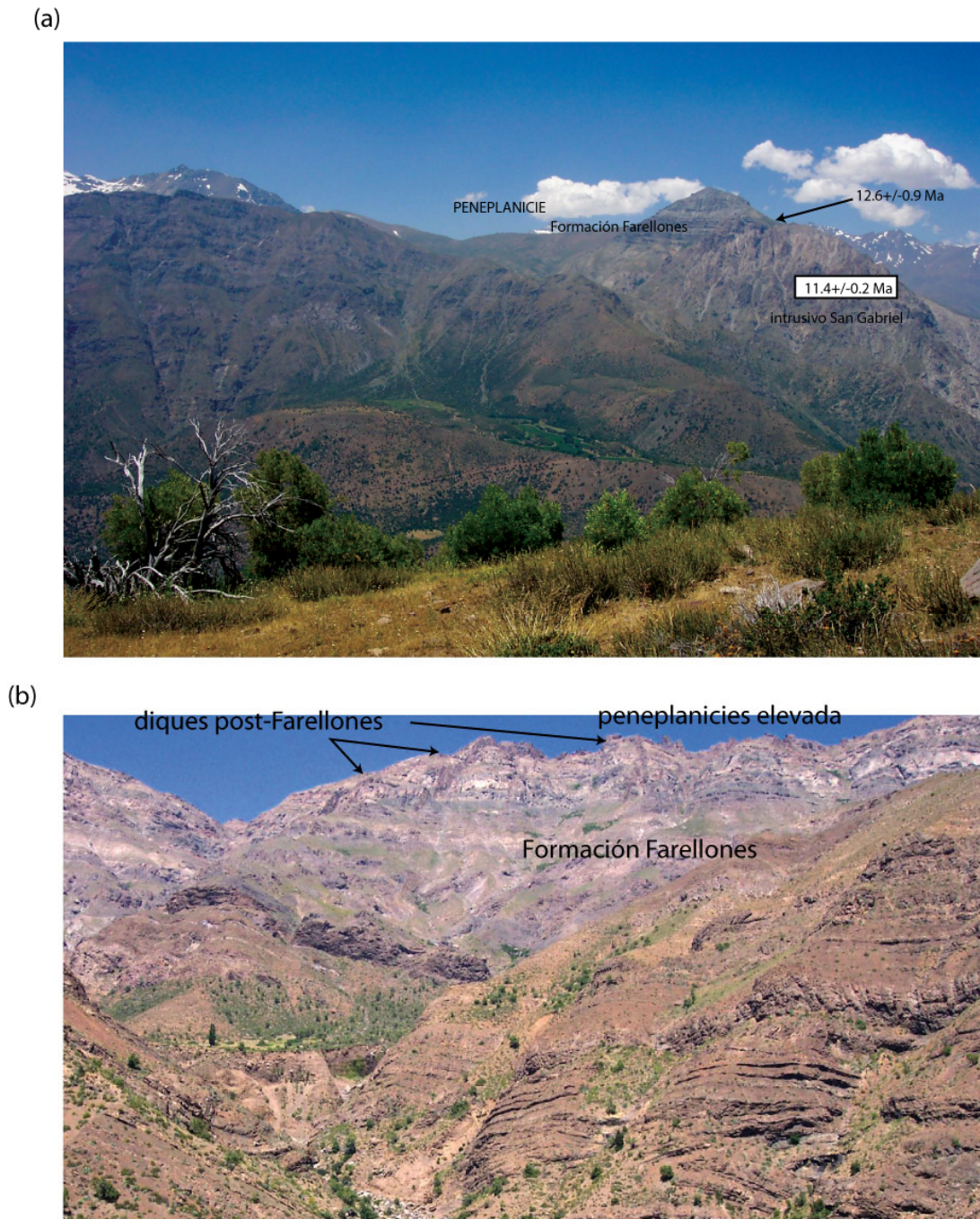


Figura IV-4. (a) Vista al NE de las relaciones de contacto entre el intrusivo San Gabriel (12-8 Ma), la Formación Farellones, y la superficie de peneplanización post-10 Ma. Edades tomadas de Vidal [2006]. (b) Vista al SW de la Formación Farellones, los diques que la intruyen, y la superficie de peneplanización que rasó el techo de la formación y los edificios volcánicos relacionados. Esto evidencia que las superficies planas sobre la Cordillera Principal Occidental son erosivas y no estratigráficas.

La reactivación de fallas en la cordillera chilena ocurrió en fallas de alto ángulo, de las cuales destaca la falla de vergencia oeste Chacayes-Yesillos por sus aproximadamente 2 km de desplazamiento vertical [Charrier *et al.*, 2002; 2005; Fock *et al.*, 2006]. Su geometría sugiere que ella debería estar enraizada más profundamente que el *detachment* a ~ 10 km (Figura IV-2d, 3); por lo tanto, es posible que parte de la deformación relacionada con este evento tectónico disruptivo encuentre explicación en la reactivación de las estructuras que acomodaron la

extensión mesozoica, cuyo límite oeste se encontraba probablemente en el núcleo actual de la cordillera. De este modo, la falla Chacayes-Yesillos, dada su inclinación hacia el este, pudo corresponder a una falla de borde de una de las cuencas mesozoicas (Figura IV-2d, 3). Así mismo, tal como será detallado más adelante, el desacople vertical de las peneplanicies de la Cordillera de la Costa-Depresión Central con las de la Cordillera Principal ponen en evidencia que las fallas del borde occidental de la cuenca de Abanico también se habrían reactivado, dando lugar al desarrollo del frente cordillerano occidental (i.e., actividad en la falla San Ramón-Pocuro).

De acuerdo con *Giambiagi and Ramos* [2002], a parte de lo sugerido por la geometría de la falla Chacayes-Yesillos, las estructuras del evento tectónico disruptivo pudieron estar arraigadas a un nivel de despegue más profundo ubicado en la corteza media. El análisis reológico de la litosfera presentado en la sección II-2.2 sugiere que aproximadamente a 35 km de profundidad existiría bajo la Cordillera Principal Occidental un *detachment* que se conectaría con el *detachment* más somero por medio de una rampa ubicada bajo la Depresión Central (Figura IV-3). De este modo, la actividad a lo largo del *detachment* profundo habría cooperado con el *décollement* menos profundo en su rol de transmisor de la deformación y delimitador de las rocas que transfieren el *stress* desde el antearco hacia el antepaís (Figura 8 en sección II-2.2).

IV-1.3.3. Alzamiento de Superficie

La deformación relacionada con este periodo cortó las peneplanicies, definiendo tres zonas relativamente bien delimitadas. La más occidental corresponde al sector comprendido por la Cordillera de la Costa Oriental y la Depresión Central, la cual habría sufrido un alzamiento de superficie de ~ 2 km en torno a Santiago y ~ 800 m a 35°S . Esta zona corresponde además al bloque yacente en relación con el cabalgamiento que efectuó la Cordillera Principal por medio de la falla de vergencia oeste San Ramón-Pocuro. El bloque colgante corresponde a la segunda zona alzada, extendiéndose hasta los afloramientos del cordón de intrusivos de 12-8 Ma. Este bloque se alzó entre 1.1 a 0.8 km respecto al bloque yacente en Santiago, mientras que sólo 500-800 m en San Fernando (ver sección III-2.1). Dichas diferencias en alzamiento entre ambas zonas son evidenciadas hoy en día por una similar disminución hacia el sur de la cadena orogénica (ver Figura I-1).

Por otro lado, es probable que el alzamiento en este bloque haya sido diferencial debido a la inclinación algo superior a 1° W que exhiben las peneplanicies sobre la Cordillera Principal Occidental (Figura 4 en sección III-2.1). Por su parte, la Cordillera Principal Central (bloque oriental) habría sufrido un alzamiento de superficie entre 500 a 2 km mayor que el bloque central a la latitud de Santiago. No obstante, a los 35°S dicho alzamiento diferencial no es apreciado en la magnitud con que se lo observa más al norte. En esta zona, de hecho, no existe una Cordillera Frontal, y es posible que el evento de *fallas-fuera-de-secuencia* nunca haya tenido lugar aquí, salvo, tal vez, por la actividad de los sistemas de falla al este de la falla el Fierro [*Giambiagi et al.*, 2005], lo cual puede ser apreciado por la existencia de elevaciones mayores en la Cordillera Principal Oriental.

IV-1.3.4. *Detachment* y “Cizalle Simple”

El alzamiento de superficie en el flanco occidental de la cordillera no estuvo relacionado con acortamiento en superficie en esta zona, salvo lo apreciado en torno a la falla San Ramón-Pocuro, las que en cualquier caso, por ser de alto ángulo, solamente presentaron rechazos verticales y casi no acomodaron mayor acortamiento. Es posible que el cabalgamiento hacia el oeste de la Cordillera Principal haya producido un leve basculamiento hacia el este de la Depresión Central y Cordillera de la Costa. De ser esto cierto, implicaría que el alzamiento no estuvo completamente soportado isostáticamente. No obstante, alzamiento de superficie sin acortamiento en superficie sugiere que debió engrosarse en profundidad, lo cual probablemente fue acomodado bajo el *detachment*. Esto sugiere un modo de deformación en **cizalle-simple** (*simple shear*) en el sentido expuesto por *Allmendinger and Gubbels* [1996], el cual pareciera puede ser interpretado por la fuerte inclinación del hacia el este del Moho bajo la Cordillera Principal chilena.

IV-1.3.5. Magmatismo

A la disrupción tectónica y morfológica se le suma la disrupción magmática de este periodo (Figura IV-2d), la cual se caracterizó por la actividad a más de 20 km al oeste del arco que la precedió (i.e., aquella relacionada con el cordón de intrusivos de 12-8 Ma), aun cuando las manifestaciones forman solamente afloramientos restringidos y aislados uno de otros. Cabe recordar que hasta este tiempo, el arco magmático había experimentado una continua migración hacia el este desde el Jurásico [*Charrier et al.*, 2007] (Figura IV-2).

Además, durante esta disrupción magmática, algunos cuerpos menores se emplazaron en las proximidades del arco actual, aunque con edades algo menores [*Ramos et al.*, 1996; *Giambiagi et al.*, 2003; Figura IV-2d], lo cual eventualmente podría relacionarse con la instalación del arco actual. No obstante, la característica más disruptiva del magmatismo de este periodo está dada por el emplazamiento de magmas mineralizados en los yacimientos del Teniente y Río Blanco-Los Bronces (Figura IV-2d). Estos, además de la mineralización, presentan caracteres geoquímicos que la asocian con una fuente astenosférica [e.g., *Stern and Skewes*, 1995; 2004; *Mathur et al.*, 2000], así como con indicios de contaminación cortical que hablan de un mayor espesor cortical, y eventualmente con material sedimentario reciclado por la zona de subducción [e.g., *Stern*, 1989; *Stern and Skewes*, 1995; 2004; *Kay and Mpodozis*, 2001; *Kay et al.*, 2005], y signaturas adaquíticas posiblemente relacionadas con fusión del *slab* [*Rabia*, 2000; *Reich et al.*, 2003; *Kay et al.*, 2005; *Stern and Skewes*, 2004]. El emplazamiento de magmas en la Cordillera Principal Occidental se habría prolongado hasta al menos 1.8 Ma en el curso medio-alto del río Cachapoal [*Charrier and Munizaga*, 1979], y probablemente hasta 1 Ma en el valle del río Tinguiririca, de acuerdo con nuevas dataciones (ver Anexo II: *Electronic Supplement 1* de *Farías et al.* [en prensa]). No obstante, la mineralización primaria no habría continuado después de 3.85 Ma [*Maksaev et al.*, 2004].

Los datos que dan indicios sobre la presencia de un amplio batolito de 12-8 Ma ubicado cerca del límite entre los sectores Central y Occidental de la Cordillera Principal sugieren que ellos pudieron sellar parcialmente esta zona (Figura IV-3). De ser así, estos cuerpos habrían

imposibilitado el ascenso directo de magmas, pudiendo así provocar la migración hacia el oeste y el este del magmatismo post-8 Ma. De ser así, la franja de los pórfidos cupríferos estaría acotada por el antearco rígido delimitado hacia arriba por la *rampa* que conecta con el *detachment* y por la franja de intrusivos del Mioceno Medio.

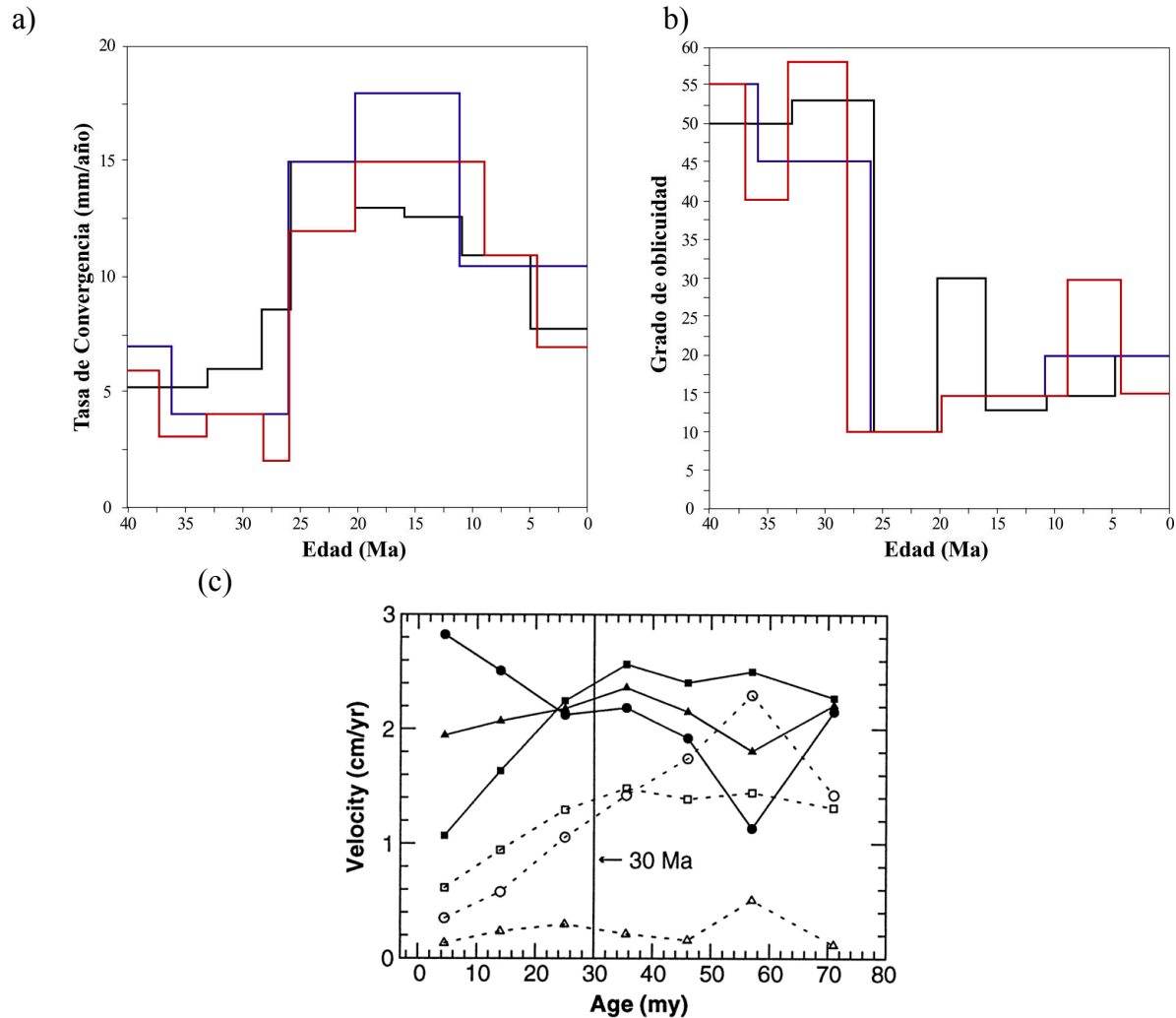


Figura IV-5. Velocidad (a) y oblicuidad de convergencia (b) entre las placas de Nazca y Sudamérica. Basado en Pilger [1984] (rojo), Pardo-Casas and Molnar [1987] (azul), y. Somoza [1998] (negro). (c) Velocidades absolutas de América del Sur (círculos). Tomado de Silver *et al.* [1998].

IV-1.3.6. Procesos de Subducción

Entre ~8.5 y ~4 Ma, el acortamiento acomodado a la latitud de Santiago tuvo sus mayores tasas durante el Neógeno, acomodando más acortamiento que durante cualquier otro periodo [Giambiagi and Ramos, 2002] (Tabla IV-1), aun cuando las tasas de convergencia de placa disminuyeron (Figura IV-5ab). Así mismo, durante este periodo, ocurrió una importante subsidencia en el antearco externo (*offshore*) y en la Cordillera de la Costa Occidental, la cual ha sido interpretada como el resultado de una fuerte erosión tectónica en el margen [Encinas *et al.*, 2007; Finger *et al.*, 2007] (Figura IV-2d). Por lo tanto, aun cuando la velocidad de convergencia disminuyó, el acoplamiento de placas habría aumentado de modo de transferir un mayor *stress* al

continente, lo cual estaría evidenciado por la erosión por subducción. Un posible origen de esto podría encontrarse en el establecimiento de la subducción plana en su actual posición a los 32°30'S aproximadamente a 10 Ma [Yáñez *et al.*, 2001; 2002] y el aumento del acoplamiento producto del descenso en la velocidad de convergencia [Yáñez and Cembrano, 2004]. No obstante, tal como será presentado en las siguientes secciones, no sólo la región andina de Chile Central sufrió de un fuerte alzamiento de superficie a fines del Mioceno, sino que también los Andes altioplánicos. Por ello, otros factores debieron influir en este fenómeno tectónico. Particularmente, tal como será propuesto y profundizado más adelante (sección IV-3.3), es posible que el incremento en la velocidad absoluta hacia el oeste del continente Sudamericano (Figura IV-5c) haya sido uno de las causas más relevantes del mayor acortamiento y del consiguiente alzamiento global registrado post-10 Ma en los Andes.

V-1.4. La respuesta erosiva al alzamiento y los movimientos laterales post 4 Ma

Datos morfológicos (sección III-2.1) demuestran que la migración de la erosión desde los límites de las zonas alzadas hacia la cordillera fue un proceso que tardó más de 2 m.a. en arribar a la Cordillera Principal, y cerca de 6 m.a. en arribar a las cabeceras de la Cordillera Principal Central (Figura IV-2e). Esto estaría principalmente controlado por la resistente litología del antearco, la cual está fundamentalmente constituida por rocas ígneas.

Dentro de esta respuesta erosiva, destaca la formación de la Depresión Central producto de erosión diferencial. Las rocas intrusivas que componen la Cordillera de la Costa Oriental habrían retrasado el retroceso de la erosión, permitiendo que en aquellas zonas donde no aflora este tipo litológico, este avance haya progresado más rápidamente, capturando los drenajes retenidos por la instauración de una red de drenaje lateral hacia el lado oriental de las rocas graníticas. Este drenaje lateral habría sido facilitado por una leve subsidencia del bloque yacente del frente cordillerano, aunque también por el alzamiento relativo mayor de la Cordillera Principal por medio de la actividad de la falla San Ramón-Pocuro, así como la presencia de cuerpos intrusivos del Mioceno inferior a lo largo del borde occidental de esta cordillera.

El incremento en las tasas de producción sedimentaria en este periodo habría aumentado más todavía por el inicio de las glaciaciones en el Plioceno Superior. Es posible que el aumento del aporte sedimentario a la fosa haya hecho posible el alzamiento del borde costero [cf. *Melnick and Echtler*, 2006]. Este alzamiento sería además el origen de la acumulación de la gruesa cobertura que caracteriza a la Depresión Central.

La gran elevación alcanzada por la cordillera sería la causante de la migración de la deformación a zonas menos elevadas, en las cuales el *stress deviatorico* debería ser mayor y por lo tanto debería acomodar acortamiento. Por el contrario, en un perfil, la alta cordillera se opondría demasiado al acortamiento. Esto, sumado a un incremento en la oblicuidad de la convergencia de placas favorecería los desplazamientos de rumbo que dominan la cinemática de la cordillera.

IV-2. Evolución Morfotectónica del Antearco en el Norte de Chile

Con el fin de realizar un análisis comparativo para estudiar las similitudes y diferencias en cuanto al desarrollo morfo-estructural de la región de estudio con el norte de Chile, en esta sección se presentan los rasgos más significativos de la evolución tectónica y del relieve del norte Chile, particularmente en la región de Tarapacá. Ellos complementarán y sintetizarán lo expuesto en el artículo presentado en el Anexo I [Fariás et al., 2005a].

Al igual que en la zona central, el flanco cordillerano oeste (aquí denominado Cordillera Occidental) está separado de la Cordillera de la Costa por la presencia de una Depresión Central (Figura IV-6). Sin embargo, en esta zona la Cordillera de la Costa y su paso en la Depresión Central está controlado por fallas verticales probablemente normales [e.g., Parraguez, 1998; Fariás et al., 2005a]. Por otro lado, la Depresión Central y su paso gradual a la Cordillera Occidental (Precordillera) es en gran parte del norte chileno una cuenca endorreica, en la cual una serie de depósitos sedimentarios e ignimbríticos caracterizan el denominado **pediplano de Tarapacá** (e.g., Mortimer [1980]; Fariás et al. [2005a]). La Cordillera Occidental, por su parte, constituye el arco volcánico desde el Plioceno hasta el Presente, con cimas que superan los 6 km s.n.m. Hacia el este, la amplia meseta altiplánica se extiende hasta la Cordillera Oriental, para seguir con las Sierras Subandinas (frente activo de los Andes Centrales; Figura IV-6).

Aun cuando existe una amplia gama de evidencias estructurales que muestran importantes eventos de acortamiento en el flanco chileno del Altiplano, particularmente en la Cordillera de Domeyko, se desarrollo un amplio pediplano durante el Eoceno Superior-Oligoceno Inferior en la región de Tarapacá (pediplano de Choja [Galli-Olivier, 1967]). Es probable que durante el desarrollo de esta superficie, la Cordillera de la Costa no haya existido o simplemente su elevación haya sido poco significativa de modo de permitir la salida de los sedimentos producidos por la pediplanación. Entre 36 y 25 Ma, este cordón habría comenzado a alzarse (ver edades de las superficies relictas sobre la Cordillera de la Costa en Dunai et al. [2005], y los antecedentes morfológicos expuestos por Riquelme et al. [2003]), en coincidencia con la reorganización de la tectónica de placas [Pilguer, 1981; Pardo-Casas and Molnar, 1987] y el comienzo del acortamiento en la Cordillera Occidental y Precordillera [Victor et al., 2004; Fariás et al., 2005a; García and Hérail, 2005].

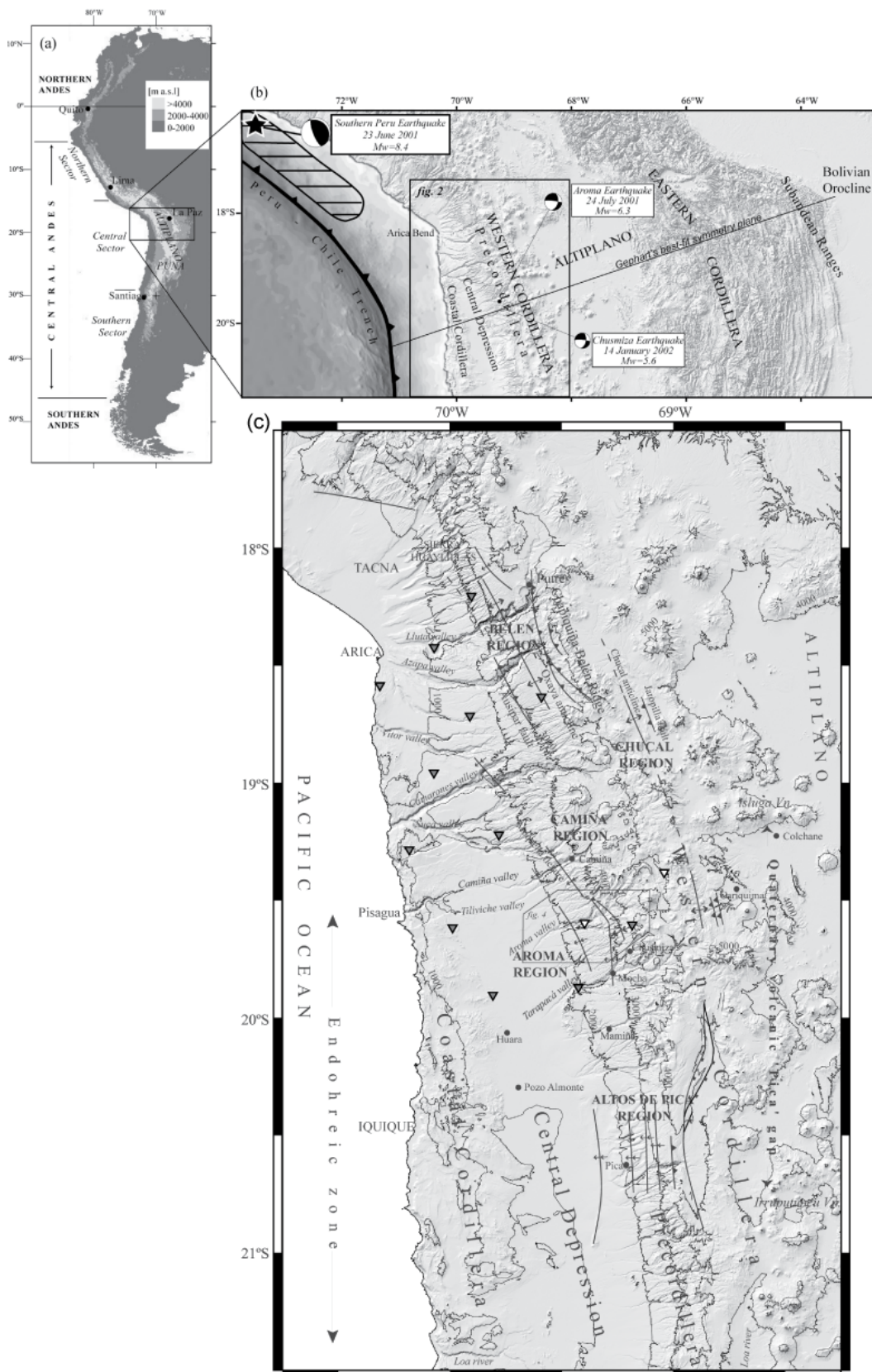


Figura IV-6. Contexto morfotectónico de los Andes del norte de Chile en la región de Tarapacá. Tomado de Farías et al. [2005a] (Anexo A).

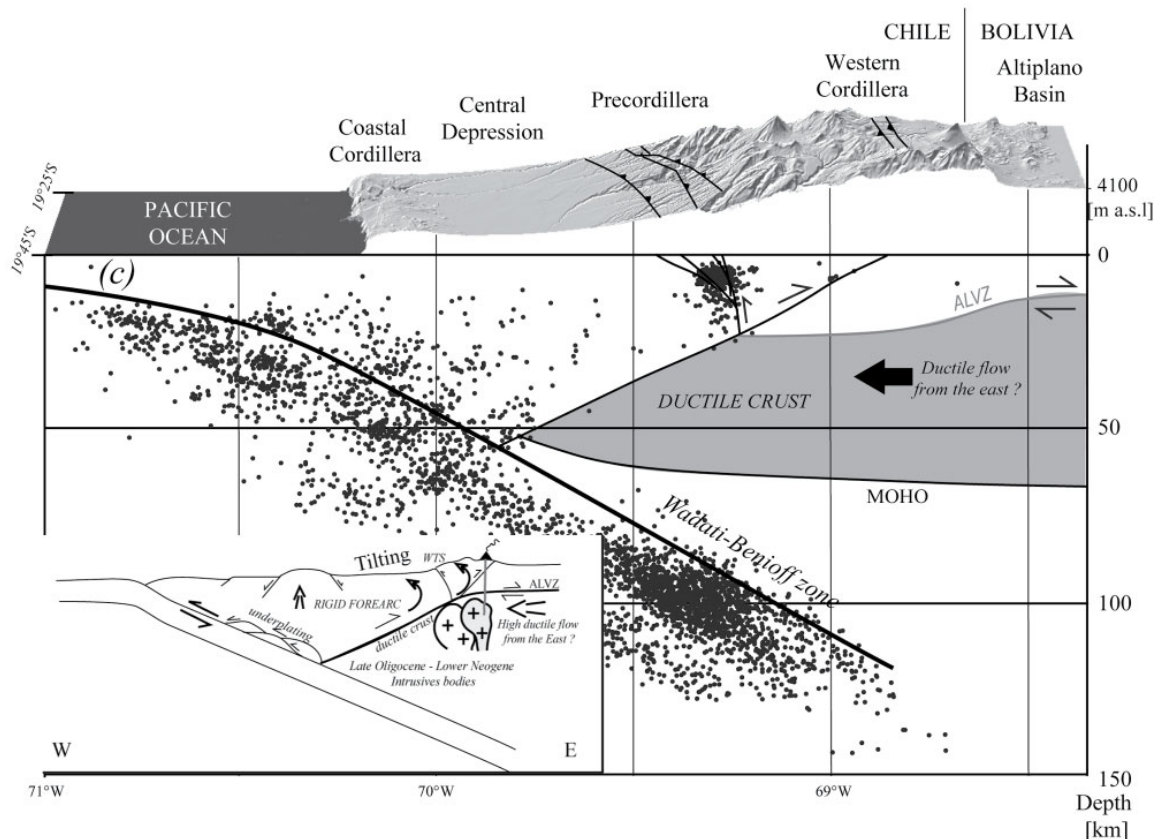


Figura IV-7. Arquitectura estructural de los Andes del norte Chile, mostrando la influencia de la estructura de rampa-flat en la evolución de este segmento altiplánico. También se indica la influencia de la erosión tectónica en el alzamiento de la Cordillera de la Costa (recuadro inferior), así como el origen del basculamiento de la Precordillera. Tomado de *Fariás et al.* [2005a]

El acortamiento en el flanco chileno del Altiplano en la región de Tarapacá y en el sur del Perú se caracterizó por la activación de estructuras de vergencia oeste (WTS: *west vergent thrust system*) [Muñoz and Sepúlveda, 1992; Muñoz and Charrier, 1996; García, 2001; Victor et al., 2004; Fariás et al., 2005a; García and Hérail, 2005; Pinto et al., 2005], las cuales en su mayoría se relacionan con el desarrollo de flexuras y discordancias progresivas que permiten inferir la edad de la deformación. El desarrollo de estas estructuras permitió el acomodo de cerca de 2 km de alzamiento de superficie hasta antes de 10 Ma [Victor et al., 2004; Fariás et al., 2005a]. Después de 10 Ma, la actividad en estas estructuras ha sido menor, aun cuando la actividad continuó en las zonas altas de la Cordillera Occidental en fallas de vergencia este [Charrier et al., 2005b]. De este modo, el flanco occidental del Altiplano se constituye como un *pop-up* (Figura IV-7).

El desarrollo del relieve hasta 10 Ma fue fundamentalmente constructivo, con amplios depósitos ignimbríticos y sedimentarios que recubrieron el espacio dejado por el alzamiento de la Cordillera de la Costa y la Cordillera Occidental, es decir, rellenando la Depresión Central. No obstante, a partir de 10 Ma el desarrollo morfológico se torna destructivo, caracterizado por la formación de profundos valles [e.g., Fariás et al., 2005a; García and Hérail, 2005; Schlunegger et al., 2006; Hoke et al., 2007; Riquelme et al., 2007; Schildgen et al. 2007]. De acuerdo con Fariás et al. [2005a] y Riquelme et al. [2007], la profunda incisión habría sido el resultado de un basculamiento hacia el oeste del flanco occidental del Altiplano, aun cuando la formación de estos valles habría sido también favorecida por la apertura del drenaje endorreico al mar [e.g.,

Mortimer, 1980; Riquelme et al., 2003; Farías et al., 2005a; Hoke et al., 2007]. El alzamiento post-10 Ma habría sido, además, el evento más importante en la formación del Altiplano, registrándose sobre 1 km de alzamiento a lo ancho de esta región [Gubbels et al., 1993; Gregory-Wodzicki, 2000; Garziona et al., 2006], coincidiendo, además, con la migración de la deformación desde el Altiplano (Cordillera Oriental) hacia la región Subandina. Es más, en esta región se produjo un fuerte acortamiento a partir durante el Mioceno superior-Plioceno [e.g., Hermoza et al., 2005; Roddaz et al., 2005]

La contracción habría continuado en la Cordillera Occidental hasta el Plioceno, momento en el cual las estructuras habría comenzado a acomodar transcurrancia [Victor et al., 2004; Farías et al., 2005a; Soto et al., 2005; 2007]. Esto, probablemente debido a que producto del basculamiento al oeste de la Precordillera habría significado un aumento en la elevación de la cordillera (en aproximadamente 500 a 1000 m; Farías et al. [2005a]; Riquelme et al. [2007]) suficiente para impedir el acortamiento [Dalmayrac and Molnar, 1981]. De hecho, el terremoto de Aroma (Mw = 6.3; 24 Julio 2001; Figura IV-6c) tuvo un mecanismo focal de rumbo relacionado con un desplazamiento dextral N-S [Farías et al., 2005a; Legrand et al., 2007]. Durante esta etapa transcurrente, la Cordillera de la Costa habría acomodado una contracción N-S [Allmendinger et al., 2005], lo cual muestra una fuerte partición del *strain* en la región.

El acomodo de la deformación en el antearco altiplánico sería el resultado de la actividad a lo largo de una estructura de escala cortical de rampa-flat (Figura IV-7). El segmento de rampa se conectaría con la zona de subducción a ~ 60 km [Comte et al., 1999], mostrando mecanismos focales inversos [David et al., 2002]. Dentro de esta arquitectura, la WTS sería un sistema de *back-thrusts*. La continuación de la rampa como un detachment bajo la cordillera tendría una función fundamental en el engrosamiento de la corteza bajo la Cordillera Principal, al permitir la entrada de material proveniente desde el este, específicamente aquel material arrastrado bajo el despegue producto de los más de 200 km de acortamiento que se han registrado en el flanco oriental del Altiplano [e.g., McQuarrie, 2002] (Figura IV-7).

Durante la evolución neógena del Altiplano chileno, el margen continental se ha visto afectado por una fuerte erosión tectónica, la cual habría posibilitado el alzamiento de la Cordillera de la Costa por *underplating* del material subducido [e.g., Adam and Reuther, 2000; Delouis et al., 1998; Ortlieb et al., 1996]. De acuerdo con Lamb and Davis [2003], este proceso habría sido facilitado por una fosa vacía de sedimentos producto de las condiciones de extrema aridez que caracterizan a la región. Así mismo, estos autores proponen que la transferencia de stress hacia el continente sería más efectiva bajo estas condiciones debido a que ante la ausencia de sedimentos en la interfase de placas, la fricción debería ser mucho mayor, y por lo tanto el acortamiento resultante también lo debería ser. Esto sería además facilitado por la presencia de un frío y rígido antearco que transmitiría más eficazmente el stress desde la zona de subducción hacia el este [Tassara, 2005].

IV-3. Discusión: Análisis comparativo entre la evolución en los Andes del norte y centro de Chile

IV-3.1. Tectónica

El inicio de la contracción en los Andes chilenos habría ocurrido como consecuencia del incremento en la velocidad absoluta de Sudamérica [Silver *et al.*, 1998], y una disminución de la oblicuidad de la subducción respecto del margen a partir del Oligoceno superior. Mientras que en los Andes del norte de Chile (18-21°S) la contracción habría comenzado entre 36 y 29 Ma [García, 2001; Victor *et al.*, 2004; Farías *et al.*, 2005a], en el centro-sur de Chile habría comenzado aproximadamente a los 22 Ma. Según Riquelme *et al.* [2007], el alzamiento de la Cordillera Occidental a los ~ 27°S habría comenzado aproximadamente a los 25 Ma. Lo anterior sugiere que el reinicio diacrónico ocurrió en realidad como un retardo hacia el sur del comienzo del acortamiento, aun cuando él se relacionaría al mismo evento de reorganización de la tectónica de placas en el borde occidental de América del Sur. Contrariamente, al sur de 38°S, el acortamiento más importante habría comenzado a los ~ 4 Ma [Lavenue and Cembrano, 1999], lo cual presupone que la litosfera al sur de esta latitud ha evolucionado de manera muy distinta de los sectores andinos ubicados más al norte, lo que pareciera quedar puesto en evidencia por la menor elevación y menor espesor cortical del orógeno [ver Tassara *et al.*, 2006].

La deformación a lo largo del antearco-intrarco chileno se ha caracterizado por la reactivación de estructuras de alto ángulo, posiblemente relacionadas con estructuras extensionales invertidas, aun cuando las estructuras que constituyen el WTS en el norte de Chile probablemente acomodaron parte del alzamiento del relieve incaico. En ambas regiones, estas estructuras no han acomodado mucho acortamiento (<20 km); sin embargo, la corteza presenta espesores entre 60 y 50 km hasta los 34°S, mientras que hacia el sur comienza a disminuir fuertemente, al igual que las elevaciones de la cordillera (Figura I-1). Lo anterior, sumado al fuerte acortamiento que se registra en las regiones de trasarco a lo largo de los Andes, permite suponer la transferencia de material hacia el oeste. Este proceso sería acomodado por niveles de despegues de acuerdo con un modelo de **cizalle simple** [Allmendinger and Gubbels, 1996].

La presencia de niveles de despegue es una característica primaria de las zonas orogénicas [e.g., Cook and Varsek, 1994]. A lo largo del flanco Chileno de los Andes, estos niveles no acomodan mayor deformación en superficie, y por ello han sido prácticamente obviados por los estudios geológicos y geofísicos. Sin embargo, los datos previamente presentados muestran la importancia que tienen estos niveles en la transferencia de deformación desde las zonas acortadas del trasarco. Así mismo, la alta rigidez de las rocas en el flanco chileno, la cual induce una fuerte resistencia al acortamiento, facilitaría la transferencia de stress desde la zona de subducción hacia las zonas donde se ha acomodado la mayor parte del acortamiento que ha llevado a formar la cordillera.

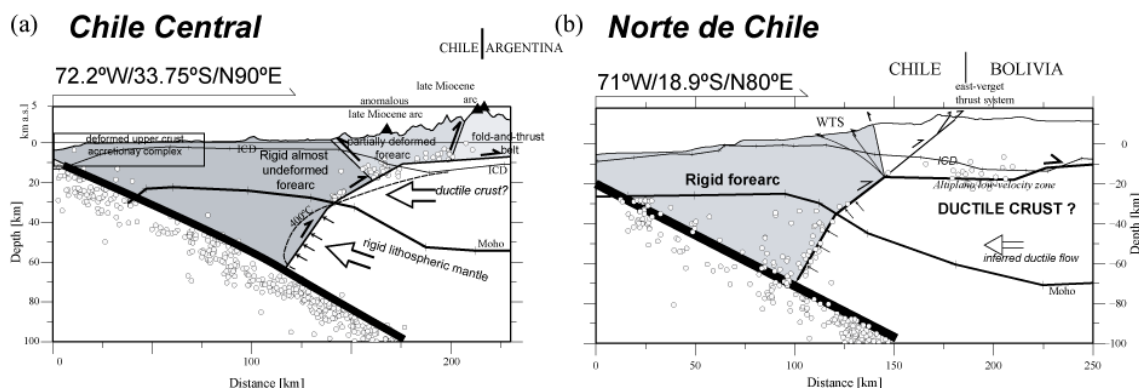


Figura IV-8. Comparación entre los perfiles de escala cortical de los antearcos en el Centro de Chile (a) y Norte de Chile (b). La sismicidad mostrada en (b) de acuerdo con *Comte et al.* [1999], mientras que el modelo se basa en *Lamb et al.* [1997]; *Fariás et al.* [2005] y *Tassara* [2005].

Los niveles de despegue se inclinan en las cercanías de los frentes cordilleranos occidentales para caer hacia la zona de subducción, a la cual intersectan casi continuamente a los ~ 60 km de profundidad (Figura IV-8). Esta profundidad coincide con el máximo límite del contacto sismogénico, es decir, el sitio en el cual ocurren los terremotos interplacas relacionados con el cabalgamiento del continente sobre la losa oceánica [*Suarez and Comte*, 1993]. Además, coincidiría con la máxima profundidad de estabilidad de la serpentinita, lo cual ha sido visualizado en muchas zonas de subducción en el mundo (e.g., *Graeber and Asch* [1999] en el norte de Chile, *Kamiya and Kobayashi* [2000] en el centro de Japón, *Rondenay et al.* [2001] en Cascadia, y *DeShon et al.* [2006] en la península de Nicoya en Costa Rica). Por lo tanto, siguiendo con lo propuesto *Lamb and Davis* [2003] y *Lamb* [2006], el contacto sismogénico sería el lugar desde el cual se transfiere el *stress* hacia el continente, el cual sería conducido por las rocas localizadas por sobre la rampa. De este modo, la transferencia sería más efectiva en la medida que el antearco este más acoplado mecánicamente al *slab* (es decir, ante una mayor fricción en la interfase de placas), lo cual debería ser favorecido por la mayor rigidez del antearco [c.f. *Tassara*, 2005]. De este modo, a pesar que en el antearco no se observa mayor acortamiento, su función en la construcción de cordilleras es muy relevante como conductor del *stress* y del *strain* hacia el continente, y, por lo tanto, determinan la forma en la cual se construirá la cordillera.

IV-3.2. La Depresión Central

La presencia de una depresión central que divide una cordillera costera de la cadena principal es una característica a lo largo del margen occidental de Sudamérica que es subducida por la placa de Nazca (Figura IV-9a). La continuidad de esta morfología se ve alterada inmediatamente al norte de la zona de subducción de la dorsal de Juan Fernández entre los 27 y 32.5°S e inmediatamente al sur de la zona de subducción de la dorsal de Nazca, entre 15.5 y 17°S en el sur del Perú (Figura IV-9a). Coincidentemente, ambas zonas sin Depresión Central (ni Cordillera de la Costa) se localizan en los extremos norte y sur de la meseta del Altiplano-Puna, donde además el borde costero se encuentra más cerca de la fosa y la propia fosa se deflecta

cóncavamente hacia el océano (Figura IV-9b). Más aún, estas regiones representan zonas de transición entre regiones fuertemente acortadas (hacia la meseta) y zonas que han experimentado un menor acortamiento (hacia fuera de la meseta). Esto además se relaciona con zonas de transición entre las rotaciones registradas por paleomagnetismo durante la construcción del orógeno [Arriagada, 2003].

Si consideramos que el avance de Sudamérica al oeste es retenido por el acoplamiento en la zona de subducción, la diferencia del avance hacia el oeste de la fosa respecto del continente será el acortamiento tectónico [c.f., Heuret and Lallemand, 2005]. Lo anterior sugiere que en las dos zonas donde no hay Depresión Central el acortamiento ha sido menor que en la región Altiplánica, lo cual pareciera evidenciarse por (1) la disminución en la elevación de estas zonas, (2) por la posición más hacia el oeste de la fosa y de la línea de costa (Figura IV-9), (3) por un menor ancho de la cordillera, y (4) por rotaciones paleomagnéticas, aun cuando éstas habrían ocurrido principalmente antes del Neógeno [Arriagada, 2003].

El avance hacia el océano de los continentes debe producir una respuesta en el slab (*rollback*), el cual se relaciona con una somerización del slab subducente [e.g., Sobolev and Babeyko, 2005; Martinod et al., 2006], lo cual efectivamente es observado en ambas regiones, aun cuando la subducción plana ha sido asociada a la colisión de las dorsales de Nazca y Juan Fernández. Independiente de cuál sea la causa de la somerización, es probable que ambos factores contribuyan en el aplanamiento de la zona de subducción. Por otro lado, a pesar que ambas zonas no presentan tanto acortamiento como en el Altiplano, en ellas el acortamiento si ha sido mayor que hacia el norte y sur de la meseta [e.g., Isacks, 1988; Allmendinger et al., 1997; Ramos et al., 1996]. Considerando que en estas regiones el ancho de la cordillera es menor que en el plateau, entonces la raíces corticales esperadas deberían ser tan profundas como en el Altiplano, como efectivamente lo son [Tassara, 2005; Tassara et al., 2006]. Es claro que esta situación debería verse reflejada en el alzamiento de ambas zonas, lo cual pareciera ser evidenciado por el afloramiento de bloques de basamento en dichas regiones (macizo de Arequipa en el sur del Perú, y la provincia Pérmio-Triásica de Choiyoi en Chile).

Aun cuando las condiciones que han conducido a la formación del Altiplano y de las zonas de subducción plana continúan siendo amplia materia de debate, es claro que, el antearco ha experimentado un alzamiento mayor en las zonas de subducción plana que en otros sitios, exponiendo amplias regiones de basamento pre-Mesozoico. Por lo tanto, es posible proponer que en estas regiones los procesos constructivos han sido más importantes que en otras regiones del antearco en Chile y Perú.

La transición a 33°S entre una región sin Depresión Central (hacia el norte, aun cuando existen pruebas sobre un desarrollo incipiente de una morfología erosiva similar) y una región con Depresión Central fundamentalmente erosiva (hacia el sur) coinciden con un fuerte cambio en las tasas de precipitaciones (Figura III-12). Por lo tanto, esta zona representa un cambio continuo entre regimenes donde prima la influencia de los procesos constructivos con una menor participación de los erosivos, hacia el norte, y regimenes donde la influencia de los procesos constructivos es menor y se detecta un aumento sostenido de los procesos erosivos, hacia el sur. En efecto, hacia el sur la Depresión Central es más amplia y la elevación de la cordillera disminuye paulatinamente, al igual que el espesor cortical y el acortamiento tectónico (Figura III-12).

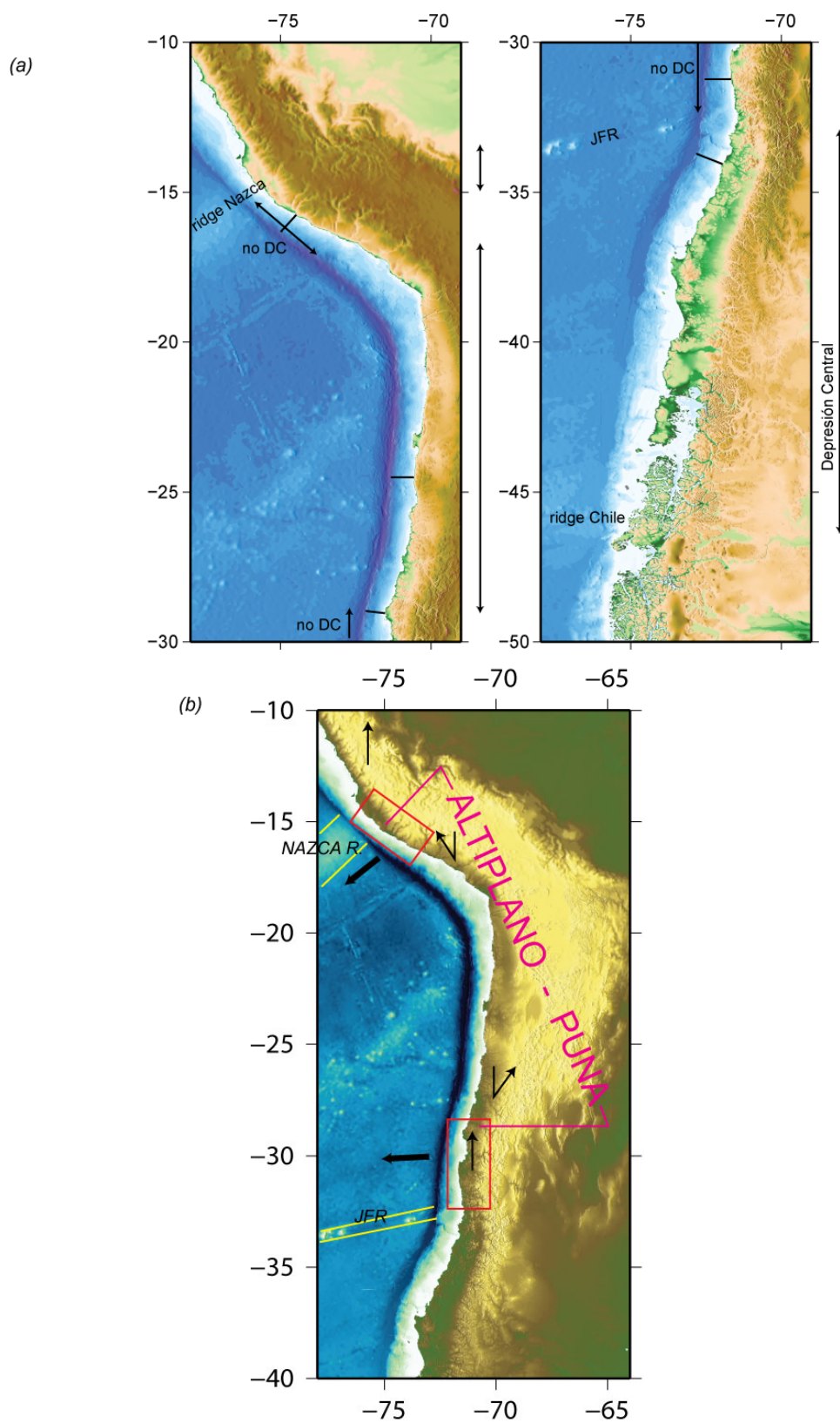


Figura IV-9. (a) Zonas donde se desarrolla una Depresión Central y una Cordillera de la Costa a lo largo del margen Chileno y del sur del Perú. (b) Características distintivas entre las regiones donde se presenta o no una Depresión Central. Cabe notar que ambas zonas sin Depresión Central se localizan en los extremos de la meseta Altiplánica y se relacionan con el afloramiento de rocas de basamento en el antearco, mayor elevación del antearco respecto al norte y al sur, así como por ubicarse en zonas de subducción plana.

La transición al norte de 27°S también estaría determinada por una disminución de la influencia de los procesos constructivos en el antearco. Esto se ve reflejado en su menor elevación en el antearco donde comienza a aparecer la Depresión Central. Hacia el norte de esta latitud (27°S), el frente cordillerano occidental se ubica más al este respecto de lo que se observa entre 27 y 32°30'S (Figura IV-9). Es claro que los procesos constructivos relacionados con el engrosamiento tectónico son más importantes hacia el norte (debido al mayor acortamiento observado principalmente en el trasarco argentino y boliviano); sin embargo, ello no se ve reflejado en el espesor cortical bajo el antearco, ya que en ambos sitios el máximo espesor es relativamente similar, aunque al norte de los 27°S está ubicado más al este (al igual que el frente cordillerano) [Tassara *et al.*, 2006]. Esto sugiere, por lo tanto, que al norte de 27°S, el antearco no es capaz de recibir acortamiento profundo tan al oeste como sí pareciera serlo hacia el sur. Al mismo tiempo, las precipitaciones disminuyen fuertemente hacia el norte, dando paso a las condiciones de extrema aridez que caracterizan al desierto de Atacama. Por lo tanto, los 27°S corresponderían más bien a una zona de transición entre una mayor participación de los procesos constructivos en el antearco, hacia el sur, a una menor influencia de ellos hacia el norte, sin que las variables climáticas afecten mayormente el desarrollo o no desarrollo de la Depresión Central, y sin que el acortamiento a lo ancho del orógeno disminuya, sino que por el contrario, aumenta.

Es claro que el origen de la Depresión Central al norte de 27°S está fuertemente controlado por el alzamiento de la Cordillera de la Costa como bloque independiente [e.g. Rutland, 1971; Mortimer, 1980; Tosdal *et al.*, 1984; Riquelme *et al.*, 2003; Farías *et al.*, 2005]. No obstante, al sur de 33°S, se ha mostrado en esta memoria que el alzamiento como bloque independiente de la Cordillera de la Costa no ha sido un proceso tan gravitante como en el norte para formar la Depresión Central, aunque sí ha ocurrido, pero en magnitudes mucho menores que en el norte de Chile, tal como lo demuestra la menor elevación de esta cadena hacia el sur de Santiago. La mayor similitud en el paisaje efectuado por este alzamiento en ambas zonas consiste en el favorecimiento a la acumulación de depósitos en la Depresión Central como un evento constructivo

Suponiendo que la elevación de la Cordillera de la Costa, tanto en el centro como en el norte de Chile, es el resultado de un mayor o menor alzamiento de superficie, ¿qué produce que en el norte la Cordillera de la Costa se haya alzado mucho más que en el centro-sur de Chile? En principio, el alzamiento de la Cordillera de la Costa desacoplada del resto del arco es una función de la fricción en la zona de subducción [e.g., Adam and Reuther, 2000]. Considerando la proposición de Lamb and David [2003], en el norte de Chile la fricción sería mayor que en el sur de Chile dadas las características topográficas del antearco externo, las cuales muestran una mayor inclinación en el norte (i.e., mayor fricción) que en el sur (i.e., menor fricción). Es más, de acuerdo con estos autores, en el norte de Chile la fricción en la zona de subducción sería mayor debido a la ausencia de sedimentos que lubriquen la interfase de placas, mientras que en el sur la fosa se encuentra repleta de sedimentos. Por lo tanto, las diferencias en la fricción a lo largo del contacto sismogénicos podrían estar controladas, en última instancia, por el clima.

IV-3.3. Alzamiento post-10 Ma: Implicancias de la tectónica global

Tanto en la región altiplánica como en la región de Chile Central/Argentina Centro-Oeste ocurrió un fuerte alzamiento en el Mioceno superior post-10 Ma. Sin embargo, la velocidad de convergencia disminuyó en ese momento (Figura IV-5).

En los Andes de Chile Central, el alzamiento puede ser explicado por un aumento en las tasas de acortamiento post-10 Ma [Giambiagi *et al.*, 2003; ver Tabla IV-1]. Por el contrario, en los Andes altiplánicos, el origen del alzamiento presenta numerosas discrepancias, particularmente con respecto a la magnitud del acortamiento concomitante [c.f., Garzione *et al.*, 2006]. Una de las razones más fuertemente esgrimidas para explicar alternativamente este alzamiento ha sido la delaminación litosférica [e.g., Isacks, 1988; Lamb *et al.*, 1997; Beck and Zandt, 2002; Garzione *et al.*, 2006]. No obstante, las evidencias de delaminación se encuentran fundamentalmente al sur y al este del plateau [Beck and Zandt, 2002], mientras que el alzamiento ha sido también registrado en el antearco al norte de la región altiplánica (~ 16°S; Schildgen *et al.* [2007]). Por lo tanto, es poco probable que todo el alzamiento del plateau fuera controlado por el cambio de densidades relacionado con la delaminación.

A los ~ 10 Ma, el cratón brasileño comenzó a “subducir” en la región subandina bajo la Cordillera Oriental [e.g., Gubbels *et al.*, 1993]. Considerando la tomografía sísmica de Beck and Zandt [2002] (Figura IV-10), la posición actual del extremo occidental de este cratón se localiza en el borde occidental de la Cordillera Oriental. Por lo tanto, si efectivamente el cratón comenzó a ser cabalgado en las sierras Subandinas hace 10 Ma, éste ha avanzado bajo un nivel de despegue más de 200 km hacia el oeste desde entonces; es decir, 200 km de acortamiento, por lo menos, habrían sido acomodados bajo un modo **mixto de cizalle simple y puro**, ya que los datos estructurales muestran que el acortamiento sobre esta litosfera (en un modo de cizalle puro) ha sido menor, aunque no menos importante (~100 km), desde ~10 Ma [e.g., Baby *et al.*, 1997; Hermoza *et al.*, 2005]. De acuerdo con Isacks [1988], la “subducción” del cratón brasileño pudo haber inducido la transferencia de material en zonas bajas y medias de la corteza por medio de mecanismos de engrosamiento dúctil, lo cual pudo gatillar el alzamiento de superficie registrado [e.g., Farías *et al.*, 2005a; Schildgen *et al.*, 2007], de un modo similar a lo propuesto en la sección II-2.2 para el centro de Chile. Así mismo, los modelos numéricos desarrollados por Sobolev and Babeyko [2005] sugieren que las condiciones favorables para la formación de un plateau como el Altiplano residen en la participación de varios fenómenos al mismo tiempo, aunque principalmente la velocidad absoluta hacia el oeste de Sudamérica; este hecho ha sido también descrito por Martinod *et al.* [2006] sobre la base de modelos analógicos, y por Yáñez and Cembrano [2004] sobre la base de modelos numéricos.

De hecho, considerando los trabajos de Russo and Silver [1996] y Silver *et al.* [1998], la cordillera andina habría sufrido su etapa de mayor acortamiento en el Oligoceno superior-Mioceno inferior debido a un aumento de la velocidad absoluta de Sudamérica producto del descenso del movimiento absoluto de África al colisionar contra Eurasia. Por lo tanto, un descenso de la velocidad absoluta de África redundaría en un traspaso de la deriva de placas al movimiento absoluto de Sudamérica, lo cual efectivamente se registró también a ~ 10 Ma [e.g., O'Connor and Le Roex, 1992]: en este momento, África redujo su movimiento absoluto en un ~ 25% (de ~ 1.90 a 1.25 cm/yr). Por lo tanto, ya que el movimiento relativo entre las placas de

Nazca y Sudamérica no puede explicar directamente la orogénesis registrada en este período dado el descenso en la tasa de convergencia, es posible que un incremento en la velocidad absoluta de Sudamérica (sin que la expansión oceánica entre esta placa y África haya variado significativamente [Silver *et al.*, 1998]) haya gatillado el gran alzamiento de superficie registrado, tanto en los Andes altiplánicos como en los del centro de Chile [ver la proposición de Heuret and Lallemand, 2005]. Así mismo, la disminución en la tasa de convergencia relativa entre las placas Sudamericana y Nazca pudo influenciar un aumento en el acoplamiento interplacas, induciendo así un traspaso más efectivo del stress hacia el continente, tal como lo sugieren los modelos numéricos de Yáñez and Cembrano [2004].

De este modo, el alzamiento de rápido y de gran magnitud post-10 Ma de gran parte de la cadena andina sería el resultado de un aumento en el acortamiento debido a (1) un continuo incremento de la velocidad absoluta hacia el oeste de América del Sur, y (2) un aumento del acoplamiento interplaca asociado con una disminución de la tasa convergencia de convergencia.

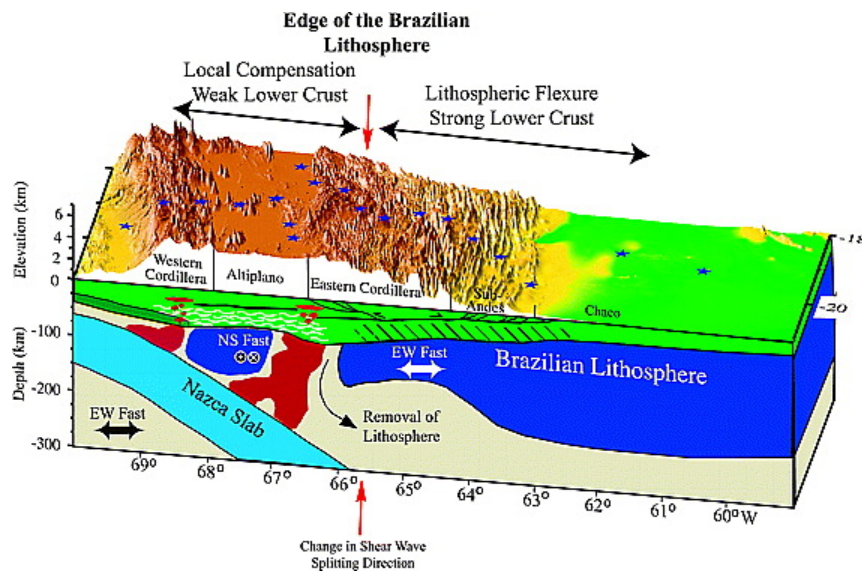


Figura IV-10. Posición del cratón brasileño bajo la Cordillera Oriental en la región Altiplánica (Brazilian Lithosphere). Nótese que la ubicación de su borde occidental se encuentra a más de 200 km del límite entre las sierras Subandinas y la Cordillera Oriental. Si efectivamente el cratón comenzó a ser cabalgado en la región subandina hace ~ 10 Ma, entonces más de 200 km de acortamiento han sido acomodados desde entonces. Figura de Beck and Zandt [2002]

IV-4. Síntesis y Conclusiones

A partir de un análisis comparativo entre la evolución morfológica y tectónica de los Andes del norte de Chile y los del centro de Chile, es posible postular que la construcción del orógeno está marcada por la fuerte influencia del antearco por su rol transmisor de esfuerzos y deformación hacia las fajas plegadas y corridas ubicadas en el antepaís por medio de la existencia de una estructura de rampa-*detachment*. Así mismo, la estructura de rampa-despegue pareciera ser una característica sumamente común a lo largo del orógeno, y dada su naturales fuertemente relacionada con los procesos de subducción mismos, es posible que esta arquitectura estructuras esté presente en otros orógenos de subducción.

La evolución de los antearcos al oeste de los frentes cordilleranos es disímil a lo largo del margen Chileno y Peruano, observándose dos zonas mayores en las cuales no se ha desarrollado una Depresión Central, las cuales coinciden con zonas de subducción plana, y en las cuales no es apreciable un desacople entre la tectónica de la cordillera costera y del antearco externo del resto del antearco. En estas regiones carentes de Depresión Central, el frente cordillerano, la fosa y la línea de costas se localizan más al oeste respecto de las otras regiones, así como el segmento del antearco en el cual se localiza la Depresión Central al norte y al sur, aquí es mucho más elevado, lo cual señala la presencia de un antearco más rígido y menos desacoplado.

Lo anterior señala como la participación mayor de los procesos constructivos en el antearco favorece o no la formación de la Depresión Central. Así mismo, la segmentación localizada a los 33°S está también relacionada con esto, pero además se relaciona más fuertemente con el aumento de la erosión hacia el sur dado por el incremento en las precipitaciones y por la influencia de las glaciaciones. Por lo tanto, esta segmentación estaría determinada de una forma mayor por los cambios en los procesos destructivos. No obstante, la Depresión Central del Centro de Chile se diferencia fuertemente de su par en el norte del país por el alzamiento independiente de la Cordillera de la Costa, posiblemente en relación con la menor fricción esperable en la interface de placas en el segmento sur. Es más, es posible que esto esté finalmente controlado por el clima.

Al parecer, durante el Mioceno superior ocurrió el más importante evento de alzamiento de superficie a lo largo de los Andes, al menos entre Chile Central y el sur del Perú. Durante este momento, la tasa de convergencia de placas cayó, aun cuando la velocidad absoluta de Sudamérica hacia el oeste se incrementó, lo cual podría explicar un traspaso más efectivo de los movimientos de placas en acortamiento, como efectivamente puede ser interpretado a lo largo de la cadena andina en esta región. A pesar de las múltiples evidencias que sustentan la hipótesis de delaminación como el gatillante del alzamiento de superficie en los Andes altiplánicos, el hecho de que este solevantamiento se registrará fuera del *Plateau* sugieren que otros procesos debiesen haberlo gatillado, tales como la presencia de flujos profundos de acortamiento que engrosan la corteza en zonas en las cuales no se aprecia acortamiento en superficie, y lo que en definitiva estaría controlando el alzamiento de superficie a lo largo y ancho de la cadena andina del centro-sur de Sudamérica. Dentro de este modo de construcción orogénica, la estructura de rampa-*detachment* sería extremadamente determinante.

CAPITULO V

CONCLUSIONES GENERALES

La elevación de las superficies continentales es una función de la competición entre procesos constructivos y destructivos (erosivos). En los Andes a la latitud de Chile Central (33°-35°S), la tectónica compresiva ha sido el proceso constructivo fundamental, el cual se ha caracterizado por una inversión tectónica entre 22 y 16 Ma en el flanco oeste de la cadena, el cual acomodó cerca de 16 km de acortamiento distribuidos casi equitativamente entre sus dos flancos, y por el desarrollo de una faja plegada y corrida desarrollada principalmente en rocas mesozoicas sedimentarias en el flanco oriental de la cadena, la cual ha acomodado cerca de ~ 70 km de acortamiento principalmente entre 16 y 4 Ma.

Durante la inversión tectónica, la actual región cordillerana no habría aumentado su elevación significativamente. Por el contrario, esta zona registró un importante evento de peneplanación antes de 10 Ma el cual destruyó los relieves originados por la inversión. Por el contrario, entre ~ 8 y ~ 4 Ma, entre el flanco oriental de la Cordillera de la Costa y la Cordillera Frontal hubo un fuerte alzamiento de superficie (>2 km a la latitud de Santiago). La respuesta erosiva a este alzamiento consistió en una lenta migración de knickpoints que tardaron ~ 4 m.a. en arribar a la Cordillera Principal Oriental chilena. La migración de la erosión fue diferencial en dependencia de la litología del substrato. De esta manera, una serie de relictos de peneplanicies alzadas se han conservado en diversos lugares, destacando las altas superficies de la Cordillera de la Costa constituidas fundamentalmente por cuerpos graníticos. En cambio, aquellas zonas con otros tipos litológicos sufrieron una erosión más rápida, destacando la formación de la Depresión Central fundamentalmente por erosión y por el desarrollo del frente cordillerano en asociación con la actividad en la falla San Ramón-Pocuro. Este modelo conceptual de formación de la Depresión Central ha sido testeado por modelos numéricos, cuyos resultados favorecen el desarrollo erosivo de esta morfología.

Durante este evento de alzamiento, cerca de 32 km de acortamiento se acomodaron en el flanco oriental de la cadena, mientras que el flanco occidental casi no sufrió deformación. Dado que el acortamiento ha sido acomodado principalmente sobre un nivel de despeque de vergencia este a 15-10 km de profundidad, su presencia habría implicado un modo de deformación en *simple shear*, el cual habría permitido el engrosamiento de la Cordillera Principal Occidental sin acomodar deformación significativa en superficie. El *detachment* se conecta con una rampa en el borde oeste de la cordillera, la cual cae hasta el contacto interplacas a una profundidad de ~ 60 km. Esta profundidad coincide con la profundidad máxima del contacto sismogénico, el cual corresponde a la región por la cual se transferirían los esfuerzos desde la convergencia de placas al continente. Por lo tanto, la estructura de *rampa-despeque* sería una estructura sumamente relevante en la formación de la cadena andina debido a que transmitiría la deformación desde la zona de subducción y porque delimita hacia arriba las rocas que transfieren los esfuerzos relacionados con la tectónica de placas.

La región en torno a los 33°S representa una zona de transición entre un mayor alzamiento y menor erosión hacia el norte, y decrecientes tasas de alzamiento y crecientes de erosión hacia el sur. Por lo tanto, en esta zona se registra un importante cambio en la competición entre procesos constructivos y destructivos que pueden explicar la menor elevación de la cordillera y el mejor desarrollo de la Depresión Central hacia el sur, mientras que hacia el norte (al sur de los 27°S), no hay un valle longitudinal y la cordillera es más alta.

No obstante, al norte de 27°S reaparece la Depresión Central, aunque allí la Cordillera de la Costa ha sido elevada tectónicamente respecto del valle longitudinal, y el antearco donde se ubica la Depresión Central ha sufrido un menor alzamiento. El norte de Chile constituye el flanco occidental del Altiplano, región que se ha acortado cerca de 300 km, aunque principalmente en su extremo oriental. Al igual que en la región de Chile Central, en esta zona la transferencia de deformación y stress ha estado ligada a la acción de una *rampa-flat* conectando al *slab* a ~ 60 km de profundidad. Observaciones en el sur de Chile indican la presencia de una conexión similar. Por lo tanto, esta estructura sería una condición de primer orden en la construcción de los orógenos en zona de subducción, no solamente por las características recién enunciadas, sino porque además su *detachment* facilitaría la transferencia de acortamiento desde las fajas plegadas y corridas hacia el antearco, explicando así la ocurrencia de alzamiento sin deformación significativa en superficie.

El gran alzamiento de superficie post-10 Ma no sólo ocurrió en los Andes de Chile Central, sino que también en los Andes Altiplánicos. Considerando diversos modelos que proponen que el aumento en la velocidad absoluta de los continentes es uno de los factores más gravitantes en el aumento de las tasas de acortamiento en las regiones orogénicas, la disminución del avance absoluto de África habría inducido el aumento de la velocidad absoluta hacia el oeste de Sudamérica a partir de ~ 25 Ma, coincidiendo con el reinicio de la contracción a lo largo de la cadena andina. Más aún, la reconstrucción de la tectónica de placas muestra que este aumento continuo durante el Mioceno superior. A pesar que la convergencia entre las placas de Nazca y Sudamérica disminuyó abruptamente a partir de ~ 10 Ma, ha sido propuesto que este mismo fenómeno podría inducir un mayor acoplamiento interplacas. Esto último debió, a su vez, inducir un traspaso más efectivo del *stress* desde la zona de subducción hacia el continente, produciendo, de este modo, el aumento en el acortamiento que ocasionó el gran y rápido alzamiento de superficie a lo largo de la cadena andina en la región señalada.

Referencias

- Adam, J., and C. D. Reuther (2000), Crustal dynamics and active fault mechanics during subduction erosion. Application of frictional wedge analysis on to the North Chilean Forearc, *Tectonophysics*, 321(3), 297-325.
- Aguirre, L. (1957), Perfil geológico entre la Cuesta de Chacabuco y el límite con la República Argentina, thesis, 440 pp, Universidad de Chile, Santiago.
- Aguirre, L. (1960), Geología de los Andes de Chile Central, provincia de Aconcagua, *Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín*, 9, 70 pp.
- Aguirre, L., M. Vergara, M. Belmar, D. Morata, and V. Oliveros (2007), Uppermost Jurassic volcanic rocks in the Andes of Central Chile: Magmatism, metamorphism and chronology, paper presented at III Simposio Argentino Jurásico, Mendoza.
- Allmendinger, R. W., and T. Gubbels (1996), Pure and simple shear plateau uplift, Altiplano-Puna, Argentina and Bolivia, *Tectonophysics*, 259(1-3), 1-13.
- Allmendinger, R. W., T. E. Jordan, S. M. Kay, and B. L. Isacks (1997), The evolution of the Altiplano-Puna plateau of the Central Andes, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 25, 139-174.
- Allmendinger, R. W., G. González, J. Yu, G. Hoke, and B. Isacks (2005), Trench-parallel shortening in the Northern Chilean Forearc: Tectonic and climatic implications, *Geological Society of America Bulletin*, 117(1-2), 89-104.
- Allmendinger, R. W., G. Yáñez, and J. Cembrano (2006), Instantaneous deformation associated with flat subduction: Insights from GPS strain rates and numerical modeling, paper presented at XI Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Chile.
- Anderson, R. S., G. S. Dick, and A. Densmore (1984), Sediment fluxes from model and real bedrock-channeled catchments: Responses to baselevel, knickpoint and channel network evolution, *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 26(7), 238-239.
- Armijo, R., P. Tapponnier, J. L. Mercier, and T. L. Han (1986), Quaternary extension in southern Tibet: Field observations and tectonic implications, *Journal of Geophysical Research*, 91, 813,872.
- Arriagada, C. (2003), Rotations tectoniques et déformation de l'avant arc des Andes Centrales au cours du Cénozoïque/Rotaciones tectónicas y deformación del antearco en los Andes Centrales durante el Cenozoico, 308 pp, Universidad de Chile/Université de Rennes 1.
- Avouac, J. P., and E. B. Burov (1996), Erosion as a driving mechanism of intracontinental mountain growth, *Journal of Geophysical Research*, 101(B8), 17747-17769.
- Babault, J., J. Van den Driessche, S. Bonnet, S. Castelltort, and A. Crave (2005), Origin of the highly elevated Pyrenean peneplain, *Tectonics*, 24(2), TC2001, doi:2010.1029/2004TC001697.
- Babault, J., S. Bonnet, J. Van Den Driessche, and A. Crave (2007), High elevation of low-relief surfaces in mountain belts: does it equate to post-orogenic surface uplift?, *Terra Nova*, 19(4), 272-277.

- Bahlburg, H., and F. Herve (1997), Geodynamic evolution and tectonostratigraphic terranes of northwestern Argentina and northern Chile, *Geological Society of America Bulletin*, 109(7), 869-884.
- Barrientos, S., E. Vera, P. Alvarado, and T. Monfret (2004), Crustal seismicity in central Chile, *J S Am Earth Sci*, 16(8), 759-768.
- Bates, R. L., and J. A. Jackson (1980), *Glossary of Geology*, 2nd ed., American Geological Institute, Falls Church, Virginia.
- Beck, S. L., and G. Zandt (2002), The nature of orogenic crust in the central Andes, *Journal of Geophysical Research*, 107(B10), 2230, doi:10.1029/2000JB000124.
- Bellier, O., H. Bellon, M. Sebrier, Sutanto, and R. C. Maury (1999), K-Ar age of the Ranau Tuffs: implications for the Ranau caldera emplacement and slip-partitioning in Sumatra (Indonesia), *Tectonophysics*, 312(2-4), 347-359.
- Bilek, S. L., S. Y. Schwartz, and H. R. DeShon (2003), Control of seafloor roughness on earthquake rupture behavior, *Geology*, 31(5), 455-458.
- Borde, J. (1966), *Les Andes de Santiago et leur avant-pays : étude de géomorphologie*, 559 s. pp., Union française d'impression, Bordeaux.
- Brace, W., and D. Kohlstedt (1980), Limits on lithospheric stress imposed by laboratory experiments, *Journal of Geophysical Research*, 85, 6248-6252.
- Brüggen, J. (1950), *Fundamentos de la Geología de Chile*, 374 pp., Instituto Geográfico Militar, Santiago, Chile.
- Burgmann, R., M. G. Kogan, G. M. Steblov, G. Hilley, V. E. Levin, and E. Apel (2005), Interseismic coupling and asperity distribution along the Kamchatka subduction zone, *J Geophys Res*, 110(B7), B07405, doi:10.1029/2005JB003648.
- Burov, E., and M. Diament (1996), Isostasy, equivalent elastic thickness, and inelastic rheology of continents and oceans, *Geology*, 24(5), 419-422.
- Campbell, D. (2005), Termocronología del sector comprendido entre los ríos Rocín y Aconcagua: Implicancias en la evolución meso-cenozoica de la zona, 113 pp, Universidad de Chile, Santiago.
- Carlson, R. L., T. W. C. Hilde, and S. Uyeda (1983), The driving mechanism of plate tectonics: Relation to age of the lithosphere at trenches, *Geophys. Res. Lett.*, 10, 297-300.
- Carretier, S., and F. Lucazeau (2005), How does alluvial sedimentation at range fronts modify the erosional dynamics of mountain catchments?, *Basin Res*, 17(3), 361-381.
- Carter, W., and L. Aguirre (1965), Structural geology of Aconcagua Province and its relationship to the Central Valley graben, *Geological Society of America Bulletin*, 76, 651-664.
- Carter, N., and M. Tsenn (1987), Flow properties of continental lithosphere, *Tectonophysics*, 136, 27-83.

- Charrier, R. (1979), El Triásico de Chile y regiones adyacentes en Argentina: Una reconstrucción paleogeográfica y paleoclimática, *Comunicaciones*, 26, 1-47.
- Charrier, R., and F. Munizaga (1979), Edades K-Ar de volcánicas cenozoicas del sector cordillerano del río Cachapoal, Chile (34°15'Lat.Sur), *Revista Geológica de Chile*, 17, 41-51.
- Charrier, R. (1981), Geologie der chilenischen Hauptkordillere zwischen 34°30' südlicher Breite und ihre tektonische, magmatische und paleogeographische Entwicklung, 270 pp, Berlin.
- Charrier, R., A. R. Wyss, J. J. Flynn, C. C. Swisher Iii, M. A. Norell, F. Zapatta, M. C. McKenna, and M. J. Novacek (1996), New evidence for Late Mesozoic-Early Cenozoic evolution of the Chilean Andes in the Upper Tinguiririca Valley (35°s), central Chile, *J S Am Earth Sci*, 9(5-6), 393-422.
- Charrier, R., O. Baeza, S. Elgueta, J. J. Flynn, P. Gans, S. M. Kay, N. Munoz, A. R. Wyss, and E. Zurita (2002), Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°-36°S.L.), *J S Am Earth Sci*, 15(1), 117-139.
- Charrier, R., M. Bustamante, D. Comte, S. Elgueta, J. J. Flynn, N. Iturra, N. Muñoz, M. Pardo, R. Thiele, and A. R. Wyss (2005), The Abanico extensional basin: Regional extension, chronology of tectonic inversion and relation to shallow seismic activity and Andean uplift, *Neues Jahrbuch Fur Geologie Und Palaontologie-Abhandlungen*, 236(1-2), 43-77.
- Charrier, R., A. N. Chavez, S. Elgueta, G. Herail, J. J. Flynn, D. A. Croft, A. R. Wyss, R. Riquelme, and M. Garcia (2005b), 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, *J S Am Earth Sci*, 19(1), 35-54.
- Charrier, R., L. Pinto, and M. P. Rodríguez (2007), Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile, in *Geological Society Special Publication: The Andes of Chile*, edited, pp. 21-114.
- Chatelain, J. L., P. Molnar, R. Prevot, and B. Isacks (1992), Detachment of Part of the Downgoing Slab and Uplift of the New Hebrides (Vanuatu) Islands, *Geophysical Research Letters*, 19(14), 1507-1510.
- Chernicoff, C. J., and E. O. Zappettini (2003), Delimitación de los terrenos tectonoestratigráficos de la región centro-austral Argentina: Evidencias aeromagnéticas, *Revista Geológica de Chile*, 30(2), 299-316.
- Cingolani, C. A., and R. Varela (1975), Geocronología Rubidio-Estroncio de rocas ígneas y metamórficas de las sierras Chica y Grande de Córdoba, República Argentina, *II Congreso Ibero-Americano de Geología Económica*, 1, 9-35.
- Cloetingh, S., P. A. Ziegler, F. Beekman, P. A. M. Andriessen, N. Hardebol, and P. Dezes (2005), Intraplate deformation and 3D rheological structure of the Rhine Rift System and adjacent areas of the northern Alpine foreland, *Int J Earth Sci*, 94(4), 758-778.
- Cobbold, P. R., and E. A. Rosello (2003), Aptian to recent compressional deformation, foothills of the Neuquén Basin, Argentina, *Matine and Petroleum Geology*, 20, 429-443.

- Combina, A. M., and F. E. Nullo (2005), Tertiary volcanism and sedimentation in the southern Cordillera Principal, Mendoza, Argentina, paper presented at VI International Symposium on Andean Geodynamics, IRD, Barcelona, Spain.
- Comte, D., L. Dorbath, M. Pardo, T. Monfret, H. Haessler, L. Rivera, M. Frogneux, B. Glass, and C. Meneses (1999), A double-layered seismic zone in Arica, northern Chile, *Geophysical Research Letters*, 26(13), 1965-1968.
- Conrad, C. P., S. Bilek, and C. Lithgow-Bertelloni (2004), Great earthquakes and slab pull: interaction between seismic coupling and plate-slab coupling, *Earth Planet Sc Lett*, 218(1-2), 109-122.
- Conrad, C. P., and C. Lithgow-Bertelloni (2004), The temporal evolution of plate driving forces: Importance of "slab suction" versus "slab pull" during the Cenozoic, *J Geophys Res*, 109(B10), B10407, doi:10.1029/2004JB002991.
- Cook, F. A., and J. L. Varsek (1994), Orogen-Scale Decollements, *Rev Geophys*, 32(1), 37-60.
- Culling, W. (1960), Analytical theory of erosion, *J. Geol*, 68, 336-344.
- Dalmayrac, D., and P. Molnar (1981), Parallel thrust and normal faulting in Peru and constraints on the state of stress, *Earth Planet Sc Lett*, 55(3), 473-481.
- David, C., J. Martinod, D. Comte, G. Hérail, and H. Haessler (2002), Intracontinental seismicity and Neogene deformation of the Andean forearc in the region of Arica (18.5°S-19.5°S), paper presented at V International Symposium of Andean Geodynamics, IRD, Toulouse, France.
- Davis, W. M. (1899), The geographical cycle, *Geogr. Journ.*, 14, 481-504.
- Delouis, B., H. Philip, L. Dorbath, and A. Cisternas (1998), Recent crustal deformation in the Antofagasta region (northern Chile) and the subduction process, *Geophysical Journal International*, 132(2), 302-338.
- DeShon, H. R., S. Y. Schwartz, A. V. Newman, V. Gonzalez, M. Protti, L. R. M. Dorman, T. H. Dixon, D. E. Sampson, and E. R. Flueh (2006), Seismogenic zone structure beneath the Nicoya Peninsula, Costa Rica, from three-dimensional local earthquake P- and S-wave tomography, *Geophysical Journal International*, 164(1), 109-124.
- Doglioni, C., P. Harabaglia, S. Merlini, F. Mongelli, A. Peccerillo, and C. Piromallo (1999), Orogens and slabs vs. their direction of subduction, *Earth-Sci Rev*, 45(3-4), 167-208.
- Dunai, T. J., G. A. G. Lopez, and J. Juez-Larre (2005), Oligocene-Miocene age of aridity in the Atacama Desert revealed by exposure dating of erosion-sensitive landforms, *Geology*, 33(4), 321-324.
- Eaton, G. P. (1982), The Basin and Range Province: Origin and tectonic significance, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 10, 409-440.
- Encinas, A., V. Makshev, L. Pinto, J. P. Le Roux, F. Munizaga, and M. Zentilli (2006), Pliocene lahar deposits in the Coastal Cordillera of central Chile: Implications for uplift, avalanche deposits, and porphyry copper systems in the Main Andean Cordillera, *J S Am Earth Sci*, 20(4), 369-381.

- Encinas, A., and K. L. Finger (2007), Sedimentologic, Paleontologic, and Ichnologic evidence for deep-marine Miocene deposition in the present Intermediate Depression and Coastal Cordillera of south-central Chile (38°30'-41°30'S), paper presented at GEOSUR, Santiago, Chile.
- Encinas, A., K. L. Finger, S. N. Nielsen, A. Lavenu, L. A. Buatois, D. E. Peterson, and J. P. Le Roux (2007), Rapid and major coastal subsidence during the late Miocene in south-central Chile, *J S Am Earth Sci*, (in press).
- England, P., and P. Molnar (1990), Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks, *Geology*, 18(1173-1177).
- Fariás, M., R. Charrier, D. Comte, J. Martinod, and G. Hérail (2005a), 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(4), TC4001, doi:10.1029/2004TC001667.
- Fariás, M., R. Charrier, A. Fock, D. Campbell, J. Martinod, and D. Comte (2005b), Rapid late Cenozoic surface uplift of the central Chile Andes (33°-35°S), paper presented at VI International Symposium on Andean Geodynamics, IRD, Barcelona.
- Fariás, M., R. Charrier, S. Carretier, J. Martinod, A. Fock, D. Campbell, J. Cáceres, and D. Comte (in press), Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of Central Chile (33°-35°S), *Tectonics*, doi: 10.1029/2006TC002046
- Finger, K. L., S. N. Nielsen, T. J. Devries, A. Encinas, and D. E. Peterson (2007), Paleontologic evidence for sedimentary displacement in Neogene forearc basins of central Chile, *Palaios*, 22(1), 3-16.
- Flynn, J. J., A. R. Wyss, and R. Charrier (2007), South America's missing mammals, *Scientific American*, 296(5), 68-75.
- Fock, A. (2005), Cronología y tectónica de la exhumación en el Neógeno de los Andes de Chile Central entre los 33° y los 34°S, 179 pp, Universidad de Chile, Santiago.
- Fock, A., R. Charrier, M. Fariás, and M. A. Muñoz (2006), Fallas de vergencia oeste en la Cordillera Principal de Chile Central: Inversión de la cuenca de Abanico, *Asociación Geológica Argentina, Serie Publicación Especial*, 6, 48-55.
- Fuentes, F. (2004), Petrología y metamorfismo de muy bajo grado de unidades volcánicas oligoceno-miocenas en la ladera occidental de los Andes de Chile Central (33°S), 403 pp, Universidad de Chile, Santiago.
- Galli-Olivier, C. (1967), Piediplain in northern Chile and the Andean uplift, *Science*, 158, 653-655.
- Gana, P., and R. Wall (1997), Evidencias geocronológicas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y K-Ar de un hiatus cretácico superior-eoceno en Chile central (33-33°30'S), *Revista Geológica de Chile*, 24(2), 145-163.
- Gansser, A. (1973), Facts and theories on the Andes, *J. Geol. Soc. London*, 129, 93-131.
- García, M., and G. Hérail (2005), Fault-related folding, drainage network evolution and valley incision during the Neogene in the Andean Precordillera of Northern Chile, *Geomorphology*, 65(3-4), 279-300.

- García, M. (2001), Evolution oligo-néogène de l'arc et de l'avant-arc de l'Altiplano (Andes Centrales, Coude d'Arica, 18-19°S). Tectonique, volcanisme, sédimentation, géomorphologie et bilan érosion-sédimentation, 178 pp, Université Joseph Fourier, Grenoble.
- Garcia-Castellanos, D. (2002), Interplay between lithospheric flexure and river transport in foreland basins, *Basin Res*, 14(2), 89-104.
- Garzzone, C. N., P. Molnar, J. C. Libarkin, and B. J. MacFadden (2006), Rapid late Miocene rise of the Bolivian Altiplano: Evidence for removal of mantle lithosphere, *Earth Planet Sc Lett*, 241(3-4), 543-556.
- Giambiagi, L. B., M. A. Tunik, and M. Ghiglione (2001), Cenozoic tectonic evolution of the Alto Tunuyan foreland basin above the transition zone between the flat and normal subduction segment (33° 30 '-34° S), western Argentina, *J S Am Earth Sci*, 14(7), 707-724.
- Giambiagi, L. B., and V. A. Ramos (2002), Structural evolution of the Andes in a transitional zone between flat and normal subduction (33°30'-33°45'S), Argentina and Chile, *J S Am Earth Sci*, 15(1), 101-116.
- Giambiagi, L. B., V. A. Ramos, E. Godoy, P. P. Alvarez, and S. Orts (2003), Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes, between 33° and 34° south latitude, *Tectonics*, 22(4), 1041, doi:10.1029/2001TC001354.
- Giambiagi, L. B., F. Bechis, V. García, and A. Clark (2005), Temporal and spatial relationship between thick- and thin-skinned deformation in the thrust front of the Malargüe fold and thrust belt, southern Central Andes, paper presented at VI International Symposium on Andean Geodynamics, IRD, Barcelona.
- Godoy, E., G. Yáñez, and E. Vera (1999), Inversion of an Oligocene volcano-tectonic basin and uplifting of its superimposed Miocene magmatic arc in the Chilean Central Andes: First seismic and gravity evidences, *Tectonophysics*, 306(2), 217-236.
- González, G., J. Cembrano, D. Carrizo, A. Macci, and H. Schneider (2003), The link between forearc tectonics and Pliocene-Quaternary deformation of the Coastal Cordillera, northern Chile, *J S Am Earth Sci*, 16(5), 321-342.
- Graeber, F. M., and G. Asch (1999), Three-dimensional models of P wave velocity and P-to-S velocity ratio in the southern central Andes by simultaneous inversion of local earthquake data, *J Geophys Res-Sol Ea*, 104(B9), 20237-20256.
- Gregory-Wodzicki, K. M. (2000), Uplift history of the Central and Northern Andes: A review, *Geological Society of America Bulletin* 112(7), 1091-1105.
- Gripp, A. E., and R. G. Gordon (2002), Young tracks of hotspots and current plate velocities, *Geophysical Journal International*, 150(2), 321-361.
- Gubbels, T. L., B. L. Isacks, and E. Farrar (1993), High-level surfaces, plateau uplift, and foreland development, Bolivian central Andes, *Geology*, 21(8), 695-698.
- Gutscher, M. A., J. Malavieille, S. Lallemand, and J. Y. Collot (1999), Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision, *Earth Planet Sc Lett*, 168(3-4), 255-270.

- Hack, J. T. (1957), Studies of longitudinal profiles in Virginia and Maryland, *USGS Professional Papers*, 294(B), 46-97.
- Hartley, A. J. (2005), What caused Andean uplift?, paper presented at VI International Symposium on Andean Geodynamics, IRD, Barcelona.
- Hermoza, W., S. Brusset, P. Baby, W. Gil, M. Roddaz, N. Guerrero, and M. Bolanos (2005), The Huallaga foreland basin evolution: Thrust propagation in a deltaic environment, northern Peruvian Andes, *J S Am Earth Sci*, 19(1), 21-34.
- Heuret, A., and S. Lallemand (2005), Plate motions, slab dynamics and back-arc deformation, *Phys Earth Planet In*, 149(1-2), 31-51.
- Hoffman, P. F., and J. P. Grotzinger (1993), Orographic precipitation, erosional unloading, and tectonic style, *Geology*, 21(3), 195-198.
- Hoke, G., B. Isacks, T. E. Jordan, N. Blanco, A. J. Tomlinson, and J. Ramezani (2007), Geomorphic evidence for post-10 Ma uplift of the western flank of the central Andes 18°30'-22°S, *Tectonics*, (in press), doi:10.1029/2006TC002082.
- Howard, A. D., and G. Kerby (1983), Channels changes in badlands, *Geological Society of America Bulletin*, 94, 739-753.
- Howard, A. D., W. E. Dietrich, and M. A. Seidl (1994), Modeling fluvial erosion on regional to continental scales, *Journal of Geophysical Research*, 99(B7), 13971-13986.
- Humphrey, N. F., and S. K. Konrad (2000), River incision or diversion in response to bedrock uplift, *Geology*, 28(1), 43-46.
- Isacks, B. L. (1988), Uplift of the central Andean Plateau and bending of the Bolivian Orocline, *Journal of Geophysical Research*, 93(B4), 3211-3231.
- Jordan, T. E., W. M. Burns, R. Veiga, F. Pangaro, P. Copeland, S. Kelley, and C. Mpodozis (2001), Extension and basin formation in the southern Andes caused by increased convergence rate: A mid-Cenozoic trigger for the Andes, *Tectonics*, 20(3), 308-324.
- Kamiya, S., and Y. Kobayashi (2000), Seismological evidence for the existence of serpentized wedge mantle, *Geophysical Research Letters*, 27(6), 819-822.
- Kay, S. M., V. A. Ramos, C. Mpodozis, and P. Sruoga (1989), Late Paleozoic to Jurassic silici magmatism at the Gondwana margin, analogy to the Middle Proterozoic in North America?, *Geology*, 17(4), 324-328.
- Kay, S. M., and C. Mpodozis (2001), Central Andes ore deposits linked to evolving shallow subduction systems and thickening crust, *GSA Today*, 11, 4-9.
- Kay, S. M., E. Godoy, and A. Kurtz (2005), Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes, *Geological Society of America Bulletin*, 117(1-2), 67-88.

- Kehle, R. O. (1970), Analysis of gravity gliding and orogenic translation, *Geological Society of America Bulletin*, 81, 1641-1664.
- Kirby, S. H., and A. K. Kronenberg (1987), Rheology of the lithosphere: Selected topics, *Rev Geophys*, 25, 1219-1244.
- Kirby, E., and K. Whipple (2001), Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis, *Geology*, 29(5), 415-418.
- Kraemer, P. E., M. P. Escayola, and D. Martino (1994), Hipótesis sobre la evolución tectónica neoproterozoica de la Sierras Pampeanas de Córdoba (30°40'-32°40'S), Argentina, *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50(1), 47-59.
- Kurtz, A. C., S. M. Kay, R. Charrier, and E. Farrar (1997), Geochronology of Miocene plutons and exhumation history of the El Teniente region, central Chile (34-35°S), *Revista Geologica de Chile*, 24(1), 75-90.
- Lague, D. (2001), Dynamique de l'érosion continentale aux grandes échelles de temps et d'espace: Modélisation expérimentale, numérique et théorique, 155 pp, Université de Rennes 1, Rennes.
- Lague, D., N. Hovius, and P. Davy (2005), Discharge, discharge variability, and the bedrock channel profile, *J Geophys Res-Earth*, 110(F4), F04006, doi:10.1029/2004JF000259.
- Lamb, S., L. Hoke, L. Kennan, and J. Dewey (1997), Cenozoic evolution of the central Andes in Bolivia and northern Chile, in *Orogeny through time*, edited by J.-P. Burg and M. Ford, pp. 237-264.
- Lamb, S., and P. Davis (2003), Cenozoic climate change as a possible cause for the rise of the Andes, *Nature*, 425(6960), 792-797.
- Lamb, S. (2006), Shear stresses on megathrusts: Implications for mountain building behind subduction zones, *J Geophys Res*, 111(B7), B07401, doi:10.1029/2005JB003916.
- Lashermes, B., and E. Foufoula-Gergious (2007), Area and width functions of river networks: New results on multifractal properties, *Water Resource Research*, 43, W09405, doi:10.1029/2006WR005329.
- Lavenu, A., and J. Cembrano (1999), Compressional and transpressional stress pattern for the Pliocene and Quaternary (Andes of central and southern Chile), *J Struct Geol*, 21, 1669-1691.
- Legrand, D., B. Delouis, L. Dorbath, C. David, J. Campos, L. Marquez, J. Thompson, and D. Comte (2007), Source parameters of the Mw=6.3 Aroma crustal earthquake of July 24, 2001 (northern Chile), and its aftershock sequence, *J S Am Earth Sci*, 24(1), 58-68.
- Levi, B., L. Aguirre, J. O. Nystrom, H. Padilla, and M. Vergara (1989), Low-grade regional metamorphism in the Mesozoic-Cenozoic volcanic sequences of the Central Andes, *Journal of Metamorphic Geology*, 7(5), 487-495.
- Lithgow-Bertelloni, C., and M. A. Richards (1995), Cenozoic plate driving forces, *Geophysical Research Letters*, 22, 1317-1320.
- Liu, M., and Y. Yang (2003), Extensional collapse of the Tibetan Plateau: Results of three-dimensional finite element modeling, *Journal of Geophysical Research*, 108(B8), doi:10.1029/2002JB002248.

- Maksaev, V., M. Zentilli, F. Munizaga, and R. Charrier (2003), Denudación/alzamiento del Mioceno Superior-Plioceno Inferior de la Cordillera de Chile Central (33°-35° S) inferida por dataciones por trazas de fisión en apatito de plutones miocenos, paper presented at X Congreso Geológico Chileno, Concepción, Chile.
- Maksaev, V., F. Munizaga, M. McWilliams, M. Fanning, R. Mathur, J. Ruíz, and M. Zentilli (2004), New chronology for El Teniente, Chilean Andes, from U-Pb, 40Ar/39Ar, Re-Os, and fisión-track dating: Implications for the evolution of supergiant porphyry Cu-Mo deposits, in *Andean metallogeny: New discoveries, concepts and updates*, edited by R. H. Sillitoe, et al., pp. 15-54, Society of Economic Geologists Special Publication 11.
- Mann, P., and A. Taira (2004), Introduction to the volume and tectonic significance of the Solomon Islands and Ontong Java plateau collision zone, *Tectonophysics*, 389, 137-190.
- Maritan, A., A. Rinaldo, R. Rigon, A. Giacometti, and I. RodriguezIturbe (1996), Scaling laws for river networks, *Phys Rev E*, 53(2), 1510-1515.
- Martinod, J., N. Espurt, B. Gillaume, F. Funiciello, C. Faccenna, and M. Fariás (2006), Control de la velocidad de placas y de la densidad del slab sobre la dinámica de la subducción oceánica y el régimen tectónico de la placa superior: Análisis de modelos análogos, paper presented at XI Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Chile.
- Mathur, R., J. Ruiz, and F. Munizaga (2000), Relationship between copper tonnage of Chilean base-metal porphyry deposits and Os isotope ratios, *Geology*, 28(6), 555-558.
- McClay, K. R., and N. J. Price (1981), *Thrust and Nappe Tectonics*, 532 pp., Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- McKinnon, S. D., and I. G. de la Barra (2003), Stress field analysis at the El Teniente Mine: evidence for N-S compression in the modern Andes, *J Struct Geol*, 25(12), 2125-2139.
- McQuarrie, N. (2002), The kinematic history of the central Andean fold-thrust belt, Bolivia: Implications for building a high plateau, *Geological Society of America Bulletin*, 114(8), 950-963.
- Melnick, D., A. Folguera, H. Echtler, F. Charlet, O. Büttner, and M. De Batist (2003), The Lago del Laja Fault System: Active intra-arc orogenic collapse in the Southern Central Andes (37°15'S), paper presented at X Congreso Geológico Chileno, Concepción, Chile.
- Melnick, D., and H. P. Echtler (2006), Inversion of forearc basins in south-central Chile caused by rapid glacial age trench fill, *Geology*, 34(9), 709-712.
- Mercier, J. L., M. Sebrier, A. C. Lavenu, J. , O. Bellier, J.-F. Dumont, and J. Machare (1992), Changes in the tectonic regime above a subduction zone of Andean type: The Andes of Peru and Bolivia during the Pliocene-Pleistocene, *J. Geophys. Res.*, 97, 11,945-11,982.
- Moglen, G. E., and R. L. Bras (1995), Effect of Spatial Heterogeneities on Geomorphic Expression in a Model of Basin Evolution, *Water Resour Res*, 31(10), 2613-2623.
- Molnar, P., and P. Tapponnier (1977), Relation of the tectonics of eastern China to the Indian-Eurasia collision: Application of slip-line theory to large-scale continental tectonics, *Geology*, 5, 212-216.

- Molnar, P., and H. Lyon-Caen (1988), Some simple physical aspects of the support, structure, and evolution of mountain belts, *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, 218, 179-207.
- Molnar, P., P. England, and J. Martinod (1993), Mantle Dynamics, Uplift of the Tibetan Plateau, and the Indian Monsoon, *Rev Geophys*, 31(4), 357-396.
- Molnar, P. (2001), Climate change, flooding in arid environments, and erosion rates, *Geology*, 29, 1071.
- Montgomery, D. R., G. Balco, and S. D. Willett (2001), Climate, tectonics, and the morphology of the Andes, *Geology*, 29(7), 579-582.
- Mortimer, C. (1980), Drainage evolution in the Atacama Desert of northernmost Chile, *Revista Geológica de Chile*, 11, 3-28.
- Mpodozis, C., and V. A. Ramos (1989), The Andes of Chile and Argentina. In *Geology of the Andes and its relation to Hydrocarbon and Mineral Resources*, in *Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources*, edited by G. E. Ericksen, et al., pp. 59-90.
- Mpodozis, C., and S. M. Kay (1990), Provincias Magmaticas acidas y evolucion tectonica de Gondwana: Andes Chilenos (28-31 S), *Revista Geológica de Chile*, 17(2), 153-180.
- Muñoz, N., and P. Sepúlveda (1992), Estructuras compresivas de vergencia al oeste en el borde oriental de la Depresión Central, norte de Chile (19°15'S), *Revista Geológica de Chile*, 19, 241-247.
- Muñoz, N., and R. Charrier (1996), Uplift of the western border of the Altiplano on a west-vergent thrust system, Northern Chile, *J S Am Earth Sci*, 9(3-4), 171-181.
- Muñoz, M. A., F. Fuentes, M. Vergara, L. Aguirre, J. O. Nyström, G. Feraud, and A. Demant (2006), Abanico East Formation: petrology and geochemistry of volcanic rocks behind the Cenozoic arc front in the Andean Cordillera, central Chile (33°50'S), *Revista Geologica De Chile*, 33(1), 109-140.
- New, M., D. Lister, M. Hulme, and I. Makin (2002), A high-resolution data set of surface climate over global land areas, *Climate Res*, 21(1), 1-25.
- Nur, A., and Z. Ben-Avraham (1981), Volcanic gaps and the consumption of aseismic ridges in South America, *Mem. Geol. Soc. Amer.*, 154, 729-740.
- Nyström, J. O., M. Vergara, D. Morata, and B. Levi (2003), Tertiary volcanism during extension in the Andean foothills of central Chile (33 degrees 15 '-33 degrees 45 ' S), *Geological Society of America Bulletin*, 115(12), 1523-1537.
- O'Connor, J. M., and A. P. Le Roex (1992), South Atlantic hot spot-plume systems: 1. Distribution of volcanism in time and space, *Earth Planet Sc Lett*, 113, 343-364.
- Oliveros, V., G. Feraud, L. Aguirre, M. Fornari, and D. Morata (2006), The Early Andean Magmatic Province (EAMP): Ar-40/Ar-39 dating on mesozoic volcanic and plutonic rocks from the Coastal Cordillera, northern Chile, *J Volcanol Geoth Res*, 157(4), 311-330.
- Ord, A., and B. E. Hobbs (1989), The strength of the continental-crust, detachment zones and the development of plastic instabilities, *Tectonophysics*, 158(1-4), 269-289.

- Ortlieb, L., C. Zazo, J. L. Goy, C. HillaireMarcel, B. Ghaleb, and L. Cournoyer (1996), Coastal deformation and sea-level changes in the northern Chile subduction area (23°S) during the last 330 ky, *Quaternary Science Reviews*, 15(8-9), 819-831.
- Pardo, M., E. Vera, T. Monfret, G. Yáñez, and A. Eisenberg (2006), Sismicidad cortical superficial bajo Santiago: Implicaciones en la tectónica andina y evaluación del peligro sísmico, paper presented at XI Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Chile.
- Pardo-Casas, F., and P. Molnar (1987), Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since late Cretaceous time, *Tectonics*, 6(3), 233-248.
- Park, J. O., T. Tsuru, N. Takahashi, T. Hori, S. Kodaira, A. Nakanishi, S. Miura, and Y. Kaneda (2002), A deep strong reflector in the Nankai accretionary wedge from multichannel seismic data: Implications for underplating and interseismic shear stress release, *J Geophys Res*, 107(B4), doi:10.1029/2001JB000262.
- Parraguez, G. (1998), Sedimentología y geomorfología producto de la tectónica cenozoica, en la Depresión Central, Pampa Chaca, I Región Tarapacá, Chile, 108 pp, Universidad de Chile, Santiago.
- Parras, A., S. Casadío, and M. Pires (1998), Secuencias depositacionales del Grupo Malargüe (límite Cretácico-Paleógeno), sur de la provincia de Mendoza, Argentina, *Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial*, 5, 61-69.
- Parras, A., and S. Casadío (1999), Paleogeografía del sector septentrional de la cuenca Neuquina, durante el intervalo Campaniano-Daniano, paper presented at VII Jornadas Pampeanas de Ciencias Naturales, Santa Rosa, Argentina.
- Pilger, R. H. (1981), Plate reconstructions, aseismic ridges, and low-angle subduction beneath the Andes, *Geological Society of America Bulletin*, 92(7 pt 1), 448-456.
- Rabbia, O. M., M. Reich, L. B. Hernández, R. King, and L. López-Escobar (2000), High-Al TTG-like suite at the El Teniente porphyry copper deposit, Chile, paper presented at X Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas, Chile.
- Ramos, V. A. (1988), Late Proterozoic-Early Paleozoic of South-America - a Collisional History, *Episodes*, 11(3), 168-174.
- Ramos, V. A. (1994), Terrains of southern Gondwanaland and their control in the Andean structure (30°-33°S), in *Tectonics of the Southern Central Andes, Structure and Evolution of an Active Continental Margin*, edited by K. J. Reutter, et al., pp. 249-261, Springer Verlag, Berlin.
- Ramos, V. A., M. Cegarra, and E. Cristallini (1996), Cenozoic tectonics of the High Andes of west-central Argentina (30-36°S latitude), *Tectonophysics*, 259(1-3), 185-200.
- Ramos, V. A., and M. S. Basei (1997), The basement of Chilenia: an exotic continental terrane to Gondwana during the Early Paleozoic, paper presented at 9 Symposium on Terrane Dynamics, New Zealand.
- Rauld, R. (2002), Análisis morfoestructural del frente cordillerano Santiago Oriente entre el río Mapocho y la Quebrada de Macul, 57 pp, Chile, Santiago.

- Reich, M., M. A. Parada, C. Palacios, A. Dietrich, F. Schultz, and B. Lehmann (2003), Adakite-like signature of Late Miocene intrusions at the Los Pelambres giant porphyry copper deposit in the Andes of central Chile: metallogenic implications, *Miner Deposita*, 38(7), 876-885.
- Ribba, L., C. Mpodozis, F. Hervé, C. Nasi, and R. Moscoso (1988), El basamento del valle del Tránsito: Eventos magmáticos y metamórficos y su relación con la evolución con la evolución de los Andes chileno-argentinos, *Revista Geológica de Chile*, 15(2), 129-149.
- Rigon, R., I. RodríguezIturbe, A. Maritan, A. Giacometti, D. G. Tarboton, and A. Rinaldo (1996), On Hack's law, *Water Resour Res*, 32(11), 3367-3374.
- Riquelme, R., J. Martinod, G. Hérail, J. Darrozes, and R. Charrier (2003), A geomorphological approach to determining the Neogene to Recent tectonic deformation in the Coastal Cordillera of northern Chile (Atacama), *Tectonophysics*, 361(3-4), 255-275.
- Riquelme, R., G. Hérail, J. Martinod, R. Charrier, and J. Darrozes (2007), Late Cenozoic geomorphologic signal of Andean forearc and tilting associated with the uplift and climate changes of the Southern Atacama Desert, *Geomorphology*, 86(3-4), 283-306.
- Rivera, O., and J. Cembrano (2000), Modelo de formación de cuencas volcano-tectónicas en zonas de transferencia oblicuas a la cadena andina: El caso de las cuencas oligo-miocénicas de Chile central y su relación con estructuras NWW-NW (33°00'-34°30'S), paper presented at IX Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas, Chile.
- Robinson, D. B. R. E. (1999), Patterns of regional low-grade metamorphism in metabasites, in *Low-grade Metamorphism*, edited by M. M. Frey and D. Robinson, pp. 143-168, Blackwell Science, Oxford, U.K.
- Roddaz, M., J. Viers, S. Brusset, P. Baby, and G. Hérail (2005), Sediment provenances and drainage evolution of the Neogene Amazonian foreland basin, *Earth Planet Sc Lett*, 239(1-2), 57-78.
- Rodríguez, M. P., L. Pinto, M. Farías, and G. Hérail (2007), Recent uplift of the coastal border of Central Chile and its relationship with subduction factory, paper presented at Geosur 2007, Santiago, Chile.
- Roecker, S. W., T. M. Sabitova, L. P. Vinnik, Y. A. Burmakov, M. I. Golvanov, R. Mamatkanova, and L. Munirova (1993), Three-dimensional elastic wave velocity structure of the western and central Tien Shan, *Journal of Geophysical Research*, 98, 15779-15796, doi:10.1029/93JB01560.
- Roering, J. J., J. W. Kirchner, and W. E. Dietrich (1999), Evidence for nonlinear, diffusive sediment transport on hillslopes and implications for landscape morphology, *Water Resour Res*, 35, 853-870.
- Rondenay, S., M. G. Bostock, and J. Shragge (2001), Multiparameter two-dimensional inversion of scattered teleseismic body waves 3. Application to the Cascadia 1993 data set, *Journal of Geophysical Research*, 106, 30771-30782.
- Ruddiman, W. F. (1997), *Tectonic Uplift and Climate Change*, Plenum Press, New York.
- Ruff, L., and H. Kanamori (1980), Seismicity and the subduction process, *Phys Earth Planet In*, 23, 240-252.

- Russo, R. M., and P. G. Silver (1996), Cordillera formation, mantle dynamics, and the Wilson cycle, *Geology*, 24(6), 511-514.
- Rutland, R. W. R. (1971), Andean Orogeny and Ocean Floor Spreading, *Nature*, 233(5317), 252-255.
- Schildgen, T. F., K. V. Hodges, K. X. Whipple, P. W. Reiners, and M. S. Pringle (2007), Uplift of the western margin of the Andean plateau revealed from canyon incision history, southern Peru, *Geology*, 35(6), 523-526.
- Schlunegger, F., G. Zeilinger, A. Kounov, F. Kober, and B. Husser (2006), Scale of relief growth in the forearc of the Andes of Northern Chile (Arica latitude, 18°S), *Terra Nova*, 18(3), 217-223.
- Scholz, C. H., and J. Campos (1995), On the mechanism of seismic decoupling and back arc spreading at subduction zones, *Journal of Geophysical Research*, 100, 22103-22116.
- Seidl, M. A., and W. E. Dietrich (1992), The problem of channel erosion into bedrock, in *Functional geomorphology: Landform analysis and models*, edited by K. H. Schmidt and J. de Ploey, pp. 101-124.
- Sellés, D., and P. Gana (2001), Geología del área Talagante-San Francisco de Mostazal. Escala 1:100.000., *Servicio Nacional de Geología y Minería, Serie Geología Básica*, 4.
- Sempere, T., G. Hérail, J. Oller, and M. G. Bonhomme (1990), Late Oligocene-early Miocene major tectonic crisis and related basins in Bolivia, *Geology*, 18, 946.
- Silver, P. G., R. M. Russo, and C. Lithgow-Bertelloni (1998), Coupling of South America and African plate motion and plate deformation, *Science*, 279(5347), 60-63.
- Skewes, M. A., and C. Holmgren (1993), Andean Uplift, Erosion and Emplacement of Mineralized Breccias in the Los-Bronces Porphyry Copper-Deposit, Central Chile (33-Degrees-S) - Application of Fluid Inclusion Geothermometry, *Revista Geologica De Chile*, 20(1), 71-83.
- Skewes, M. A., and C. R. Stern (1994), Tectonic trigger for the formation of late Miocene Cu-rich breccia pipes in the Andes of central Chile, *Geology*, 22, 551.
- Sklar, L. S., and W. E. Dietrich (1998), River longitudinal profiles and bedrock incision models : Stream power and the influence of sediment supply, in *Rivers over rock: fluvial processes in bedrock channels*, edited by K. J. Tinkler and E. E. Wohl, AGU, Washington D.C.
- Snyder, N. P., K. X. Whipple, G. E. Tucker, and D. J. Merritts (2000), Landscape response to tectonic forcing: Digital elevation model analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, northern California, *Geol Soc Am Bull*, 112(8), 1250-1263.
- Snyder, N. P., K. X. Whipple, G. E. Tucker, and D. J. Merritts (2003), Importance of a stochastic distribution of floods and erosion thresholds in the bedrock river incision problem, *Journal of Geophysical Research*, 108(B2), 2117, doi:10.1029/2001JB001655.
- Sobolev, S. V., and A. Y. Babeyko (2005), What drives orogeny in the Andes?, *Geology*, 33(8), 617-620.

- Somoza, R. (1998), Updated Nazca (Farallon) - South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region, *J S Am Earth Sci*, 11(3), 211-215.
- Soto, R., J. Martinod, R. Riquelme, G. Herail, and L. Audin (2005), Using geomorphological markers to discriminate Neogene tectonic activity in the Precordillera of North Chilean forearc (24-25 degrees S), *Tectonophysics*, 411(1-4), 41-55.
- Soto, R., J. Martinod, and F. Odonne (2007), Influence of early strike-slip deformation on subsequent perpendicular shortening: An experimental approach, *J Struct Geol*, 29(1), 59-72.
- Stern, C. R., H. Amini, R. Charrier, E. Godoy, F. Hervé, and J. Varela (1984), Petrochemistry and age of rhyolitic pyroclastic flows which occur along the drainage valleys of the Río Maipo and Río Cachapoal (Chile) and the Río Yaucha and Río Papagayos (Argentina), *Revista Geológica de Chile*, 23, 39-52.
- Stern, C. R. (1989), Role of subduction erosion in the generation of Andean magmas, *Geology*, 19, 78-81.
- Stern, C. R., and M. A. Skewes (1995), Miocene to present magmatic evolution at the northern end of the Andean Southern Volcanic Zone, Central Chile, *Revista Geologica De Chile*, 22(2), 261-272.
- Stern, C. R., and A. Skewes (2004), Origin of giant Miocene and Pliocene Cu-Mo deposits in Central Chile: Role of ridge subduction, decreased subduction angle, and long-lived, batholith size, open-system magma chambers, in *Super porphyry copper and gold deposits: A global perspective*, edited by T. M. Porter, pp. 65-82, PGC Publishing, Adelaide.
- Stock, J. D., and D. R. Montgomery (1999), Geologic constraints on bedrock river incision using the stream power law, *J Geophys Res-Sol Ea*, 104(B3), 4983-4993.
- Stuwe, K., and T. D. Barr (1998), On uplift and exhumation during convergence, *Tectonics*, 17(1), 80-88.
- Stüwe, K. (2002), *Geodynamics of the Lithosphere: An Introduction*, 493 pp., Springer-Verlag, Berlin.
- Suarez, G., and D. Comte (1993), Seismic Coupling Along the Chilean Subduction Zone - Comment, *J Geophys Res-Sol Ea*, 98(B9), 15825-15828.
- Tassara, A., and G. Yanez (2003), Relationship between elastic thickness and the tectonic segmentation of the Andean margin, *Revista Geologica De Chile*, 30(2), 159-186.
- 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 degrees-34 degrees S), *Tectonophysics*, 399(1-4), 39-57.
- Tassara, A., H. J. Gotze, S. Schmidt, and R. Hackney (2006), Three-dimensional density model of the Nazca plate and the Andean continental margin, *J Geophys Res-Sol Ea*, 111(B9), B09404, doi:10.1029/2005JB003976.
- Thomas, H. (1958), Geología de la Cordillera de la Costa entre el Valle de La Ligua y la Cuesta de Barriga, *Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín*, 2, 1-86.

- Thomas, W. A., and R. A. Astini (2003), Ordovician accretion of the Argentine Precordillera terrane to Gondwana: a review, *J S Am Earth Sci*, 16, 67-79.
- Tosdal, R. M., A. H. Clark, and E. Farrar (1984), Cenozoic polyphase landscape and tectonic evolution of the Cordillera Occidental, southernmost Peru, *Geol Soc Am Bull*, 95(11), 1318-1332.
- Tucker, G. E., and R. Slingerland (1996), Predicting sediment flux from fold and thrust belts, *Basin Res*, 8(3), 329-349.
- Tucker, G. E., and R. Slingerland (1997), Drainage basin responses to climate change, *Water Resour Res*, 33(8), 2031-2047.
- Tucker, G. E., and R. L. Bras (2000), A stochastic approach to modeling the role of rainfall variability in drainage basin evolution, *Water Resour Res*, 36(7), 1953-1964.
- Tucker, G. E. (2004), Drainage basin sensitivity to tectonic and climatic forcing: Implications of a stochastic model for the role of entrainment and erosion thresholds, *Earth Surface Processes and Landforms*, 29(2), 185-205.
- Uyeda, S., and H. Kanamori (1979), Back-arc opening and the mode of subduction, *Journal of Geophysical Research*, 84, 1049-1062.
- Vergara, M., B. Levi, and R. Villarroel (1993), Geothermal-type alteration in a burial metamorphosed volcanic pile, Central Chile, *Journal of Metamorphic Geology*, 11(3), 449-454.
- Vergara, M., D. Morata, R. Hickey-Vargas, L. Lopez-Escobar, and I. Beccar (1999), Cenozoic tholeiitic volcanism in the Colbun area, Linares Precordillera, central Chile (35 degrees 35 '-36 degrees S), *Revista Geologica De Chile*, 26(1), 23-41.
- Vérges, J., V. A. Ramos, A. Meigs, E. Cristallini, F. H. Bettini, and J. M. Cortés (2007), Crustal wedging triggering recent deformation in the Andean thrust front between 31°S and 33°S: Sierras Pampeanas-Precordillera interaction, *Journal of Geophysical Research*, 112(B3), B03S15, doi:10.1029/2006JB004287.
- Victor, P., O. Oncken, and J. Glodny (2004), Uplift of the western Altiplano plateau: Evidence from the Precordillera between 20° and 21°S (northern Chile), *Tectonics*, 23, TC4004, doi:10.1029/2003TC001519.
- Vidal, A. (2006), Petrología y metamorfismo de muy bajo grado en rocas volcánicas cenozoicas del área laguna Negra-río Yeso, Cajón del Maipo, Santiago, 190 pp, Universidad de Chile, Santiago.
- Vilas, J. F., and D. A. Valencio (1978), Palaeomagnetism and K-Ar dating of the Carboniferous Andacollo Series (Argentina) and the age of its hydrothermal overprinting, *Earth Planet Sc Lett*, 40, 101-106.
- von Huene, R., and S. Lallemand (1990), Tectonic erosion along the Japan and Peru convergent margins, *Geological Society of America Bulletin*, 102, 704-720.
- von Huene, R., C. R. Ranero, W. Weinrebe, and K. Hinz (2000), Quaternary convergent margin tectonics of Costa Rica, segmentation of the Cocos Plate, and Central American volcanism, *Tectonics*, 19(2), 314-334.

- Wall, R., P. Gana, and A. Gutiérrez (1996), Geología de la Hoja Santiago, área de San Antonio-Melipilla, regiones de Valparaíso, Metropolitana y del Libertador General Bernardo O'Higgins, *Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos*, 2.
- Whipple, K. X., and G. E. Tucker (1999), Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs, *J Geophys Res-Sol Ea*, 104(B8), 17661-17674.
- Whipple, K. X., G. S. Hancock, and R. S. Anderson (2000), River incision into bedrock: Mechanics and relative efficacy of plucking, abrasion, and cavitation, *Geological Society of America Bulletin*, 112(3), 490-503.
- Whipple, K. X., and G. E. Tucker (2002), Implications of sediment-flux-dependent river incision models for landscape evolution, *J Geophys Res-Sol Ea*, 107(B2), doi:10.1029/2000JB000044.
- Whitman, G. R. (1974), *Linear and nonlinear waves*, 636 pp., Wiley, New York.
- Willgoose, G., R. L. Bras, and I. Rodrigueziturbe (1991), A physical explanation of an observed link area-slope relationship, *Water Resour Res*, 27(7), 1697-1702.
- Wyss, A. R., J. J. Flynn, M. A. Norell, C. C. Swisher Iii, M. J. Novacek, M. C. McKenna, and R. Charrier (1994), Paleogene mammals from the Andes of central Chile: A preliminary taxonomic, biostratigraphic, and geochronologic assessment, *American Museum Novitates*, 3098(3098), 1-31.
- Yáñez, G., P. Gana, and R. Fernández (1998), Origen y significado geológico de la Anomalía Melipilla, Chile central, *Revista Geológica de Chile*, 25(2), 175-198.
- Yáñez, G., C. R. Ranero, R. Von Huene, and J. Díaz (2001), Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (32°-34°S): The role of the Juan Fernández Ridge in the late Tertiary evolution of the margin, *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, 106(B4), 6325-6345.
- Yáñez, G., J. Cembrano, M. Pardo, C. Ranero, and D. Selles (2002), The Challenger-Juan Fernández-Maipo major tectonic transition of the Nazca-Andean subduction system at 33-34°S: Geodynamic evidence and implications, *J S Am Earth Sci*, 15(1), 23-38.
- Zaprowski, B. J., F. J. Pazzaglia, and E. B. Evenson (2005), Climatic influences on profile concavity and river incision, *J Geophys Res-Earth*, 110, F03004, doi:10.1029/2004JF000138.
- Zerfass, H., F. Chemale, C. L. Schultz, and E. Lavina (2004), Tectonics and sedimentation in Southern South America during Triassic, *Sedimentary Geology*, 166(3-4), 265-292.

ANEXO I

Artículo: *“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)”*

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)

Marcelo Farías,^{1,2,3} Reynaldo Charrier,¹ Diana Comte,² Joseph Martinod,³ and Gérard Hérail⁴

Received 13 April 2004; revised 4 February 2005; accepted 11 March 2005; published 1 July 2005.

[1] We analyze the west vergent thrust system (WTS) along the western flank of the Altiplano in northern Chile (18°S–21°S). In our study area (19°20'S–19°50'S), the WTS consists of three thrust propagation monocline folds (flexures) developing growth strata. The relative uplift accommodated by the flexures is rapid between 26 and 8 Ma (0.1 mm/yr), diminishing to 0.02 mm/yr after 8 Ma. Approximately 2000 m of relative surface uplift was accommodated by the flexures since the late Oligocene. Sedimentological and geomorphological analysis shows that westward tilting of the forearc occurred after 10 Ma, coeval with the shifting of deformation from the Altiplano to the sub-Andean zone, where the underthrusting of the Brazilian Craton would have resulted in crustal thickening, surface uplift in the orogen, and westward ductile subcrustal flow. Forearc tilting is accommodated by east vergent thrusts (ETS) issued from the Benioff zone beneath the Central Depression emerging into the Western Cordillera, contributing 500–1400 m of surface uplift. The WTS connects the ETS in the brittle-ductile crustal transition (~25 km depth), continuing farther east as the Altiplano low-velocity zone, configuring the western Altiplano as a crustal-scale fault bend fold. Forearc tilting would be caused by westward ductile flow in the lower crust pushing the rigid forearc in the ETS. Meanwhile, between 19°S and 21°S, the WTS accommodates dextral strike slip, and ~3 km of N-S shortening occurred in the Coastal Cordillera. Transcurrence and strain partitioning are probably the result of slight plate convergence obliquity, strong coupling within the interplate zone, westward continental concavity, and high elevation opposing

horizontal contraction. **Citation:** Farías, M., R. Charrier, D. Comte, J. Martinod, and G. Hérail (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.

1. Introduction

[2] The western margin of South America is one of the largest and most active plate boundary zones. Here, the oceanic Nazca plate (or formerly Farallon plate) subducts beneath the South American continent at a rate of 84 mm/yr [DeMets *et al.*, 1994]. The Andes are located along this border (Figure 1) and can be subdivided into the northern, central, and southern Andes according to its geological features [Gansser, 1973]. The curved portion of the central Andes in northern Chile, southern Peru, and Bolivia is the broadest part of the mountain belt (Figure 1). This segment of the range includes the Altiplano-Puna, which is the highest plateau formed on a noncollisional margin (~4 km high) [Isacks, 1988], and the second in the world after the Tibetan plateau.

[3] The origin of this mountain belt is attributed to contractional strain related to almost uninterrupted subduction since the Jurassic along the western margin of South America [Baby *et al.*, 1997; Coira *et al.*, 1982; Jordan *et al.*, 1983; Kay and Abbruzzi, 1996; Kay *et al.*, 1991, 1999; Mpodozis and Ramos, 1989; Ramos, 1988; Sempere *et al.*, 1990]. However, the major present-day features of the central Andes were formed during the Cenozoic, and particularly during the last 30 Myr [e.g., Allmendinger *et al.*, 1997; Isacks, 1988; Lamb *et al.*, 1997; Rutland, 1971; Sempere *et al.*, 1990]. Since then and after major plate reorganization, the Nazca and South American plates increased their velocity of relative convergence, which became almost orthogonal to the Chilean margin [Pardo-Casas and Molnar, 1987; Somoza, 1998].

[4] The present-day crustal thickness (60–80 km) and surface elevation of the Altiplano is mainly considered to be a consequence of large crustal shortening [Allmendinger *et al.*, 1997; Beck and Zandt, 2002; Haschke and Günther, 2003; Husson and Sempere, 2003; Isacks, 1988; Lamb and Hoke, 1997; Lamb *et al.*, 1997; McQuarrie, 2002; McQuarrie and DeCelles, 2001; Reutter *et al.*, 1988;

¹Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, Chile.

²Departamento de Geofísica, Universidad de Chile, Santiago, Chile.

³Laboratoire des Mécanismes et Transferts en Géologie, Université Paul Sabatier, Toulouse, France.

⁴Institut de Recherche pour le Développement, Laboratoire des Mécanismes et Transferts en Géologie, Toulouse, France.

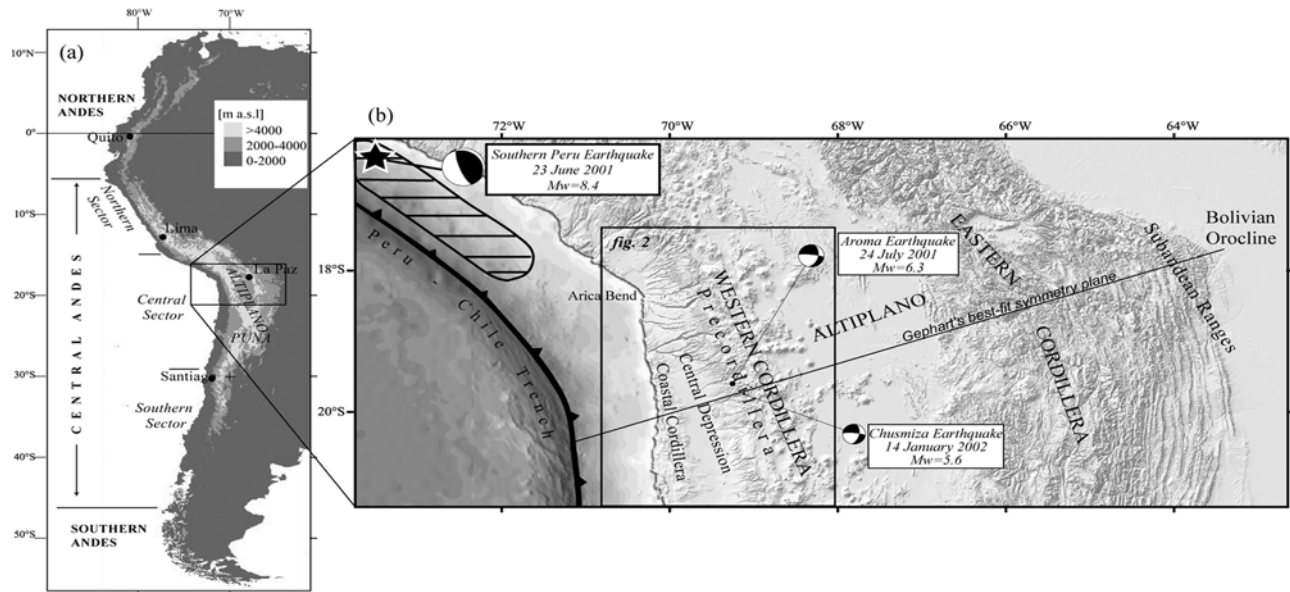


Figure 1. (a) Western margin of South America, showing the subdivision of the Andes into northern, central and southern [Gansser, 1973]. (b) Topography of the central Andes Altiplano of northern Chile, southern Peru, and Bolivia based on the SRTM 90 m digital elevation model (<http://seamless.usgs.gov/>) and the NOAA 2 min bathymetric database (<http://www.noaa.gov/>). The main morphostructural features of this region are the Peru-Chile trench where the oceanic Nazca plate is overridden by South America; the Coastal Cordillera; the Central Depression; the Precordillera; the Western Cordillera; the Altiplano basin; the Eastern Cordillera; and the sub-Andean Ranges. The hatched area is the rupture zone of the southern Peru interplate earthquake (23 June 2001).

Roeder, 1988; Schmitz, 1994; Sheffels, 1990]. However, some discrepancy exists between the observed tectonic shortening and the amount of material needed to explain the entire crustal thickness [Allmendinger *et al.*, 1997; Husson and Sempere, 2003; Kley and Monaldi, 1998; Kley *et al.*, 1997; Lamb *et al.*, 1997; McQuarrie, 2002; Schmitz, 1994]. In addition, geophysical and petrological studies suggest that other processes would have been involved in crustal thickening and plateau surrection, such as magmatic addition [Gill, 1981; Hoke *et al.*, 1994; Kono *et al.*, 1989; Weaver and Tarney, 1984], lithospheric thinning and removal of the subcrustal lithosphere [Beck and Zandt, 2002; Isacks, 1988; Lamb *et al.*, 1997; Whitman *et al.*, 1996], underplating of material removed from the forearc by subduction erosion [e.g., Baby *et al.*, 1997; Schmitz, 1994], and ductile mass transfers within the lower crust [Beck and Zandt, 2002; Gerbault *et al.*, 2002; Husson and Sempere, 2003; Kley and Monaldi, 1998].

[5] Most tectonic studies in the central Andes Altiplano have been focused on the back arc region, mainly in the Eastern Cordillera and sub-Andean Ranges, where a large upper crustal shortening (200–350 km) has been accommodated since Cretaceous times by the predominantly east vergent Andean fold-and-thrust belt. Nevertheless, in most studies referred to the plateau development, the tectonic activity accommodated along the monocline-shaped western flank of the Altiplano has been almost neglected, simply because the observed Neogene deformation is much less than the shortening on the eastern flank.

[6] For over a decade, several studies have been performed in northern Chile [Charrier *et al.*, 1999, 2000, 2002; García, 1996, 2002; García *et al.*, 1996, 1999, 2002; Muñoz and Charrier, 1996; Muñoz and Sepúlveda, 1992; Pinto *et al.*, 2004; Parraguez, 1998; Victor *et al.*, 2004] that show the existence of an almost continuous system of west vergent contractional structures in the monocline along a north-to-south distance of >300 km (Figure 2), although it presents changes in its geometry, orientation, amount of deformation, and expression on the Cenozoic cover. Muñoz and Charrier [1996] grouped these structures into the west vergent thrust system (WTS). This system continues farther north in southernmost Peru for >100 km along the Sierra Huaylillas (Figure 2). The great length of this structural system suggests that the WTS is a major tectonic feature in this part of the Andes, and seems to have been an essential structural element that accommodated deformation on this side of the Altiplano. However, the shortening and uplift related to the activity of the WTS has not yet been well documented. This has generated controversies about the real contribution of the WTS to the uplift of the western Altiplano (see discussion by García and Hérial [2001] and Wörner and Seyfried [2001]).

[7] In addition to the geological studies, considerable crustal shallow seismic activity has been reported along the forearc in northern Chile and southern Peru [Comte *et al.*, 2001, 2002, 2003a, 2003b; David *et al.*, 2002; Haessler *et al.*, 2000]. The shallow Aroma earthquake ($M_w = 6.3$, 24 July 2001, Figures 1 and 2) is the major expression of the

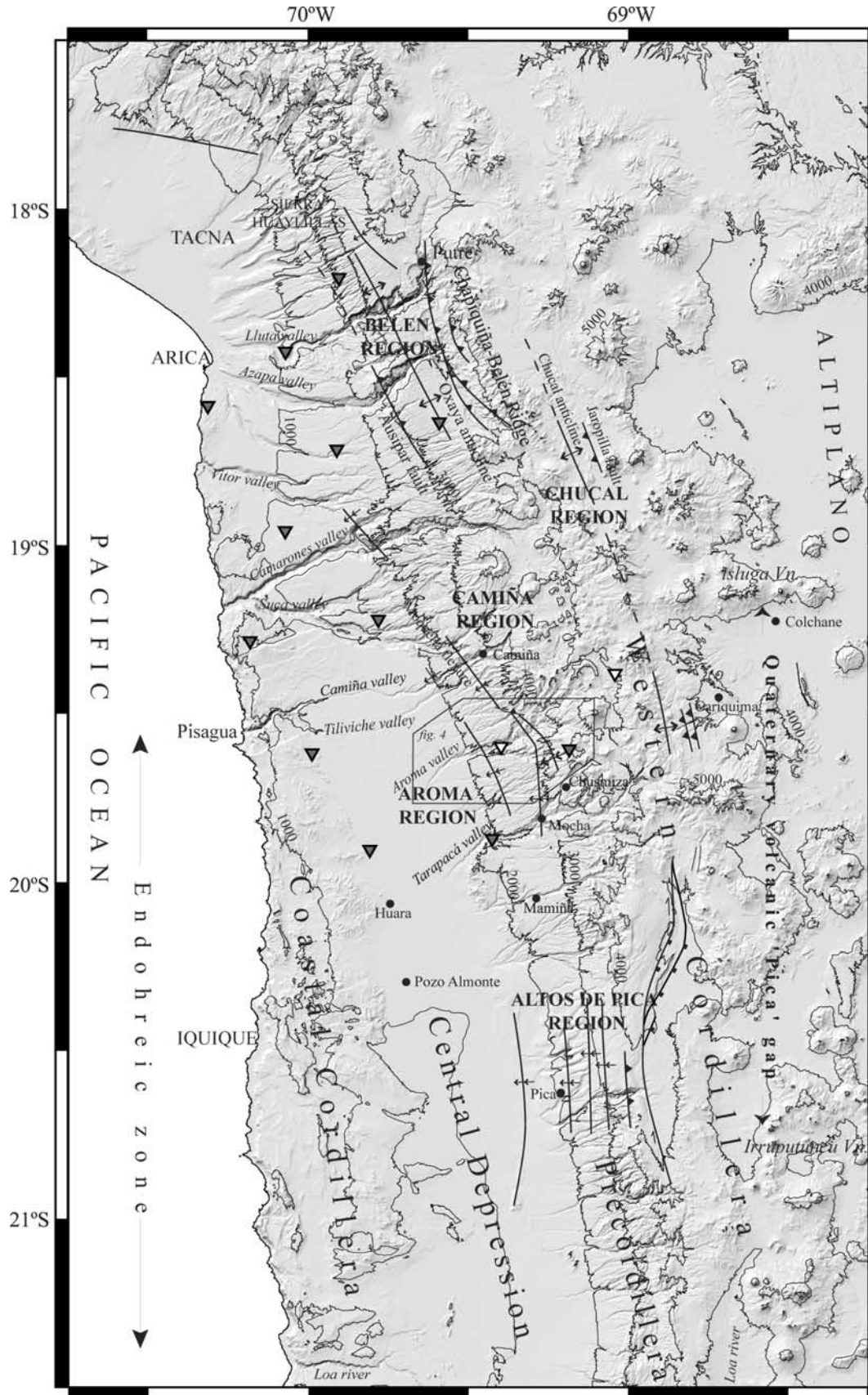


Figure 2

seismic activity on the Chilean forearc, which occurred one month after the interplate southern Peru earthquake ($M_w = 8.4$, 23 June 2001, Figure 1). Crustal seismicity bordering the western side of the Altiplano suggests that tectonic activity is still important in this region, and that it is probably associated with deformation along the WTS.

[8] This paper focuses on the tectonic evolution of the western slope of the Altiplano in the region adjacent to the Aroma valley ($19^{\circ}20'S-19^{\circ}50'S$) between the Central Depression and the Western Cordillera, where the late Cenozoic cover is exceptionally well exposed. In this area, the WTS consists of several west dipping monocline folds developing growth strata on the Cenozoic cover. This allows us to determine relative uplift and constrain the age of activity. Our work is complemented by stratigraphic and geomorphologic observations, and with the seismic record of the Aroma earthquake aftershocks. On the basis of our findings in the studied area, in conjunction with regional correlation, we propose a model for the late Cenozoic development of the western flank of the Altiplano in northern Chile and the contribution of the WTS to this evolution.

2. Geological Background

[9] Along the western flank of the Altiplano in northern Chile, four main morphotectonic units are recognized in the onshore forearc of the Tarapacá region (Figure 2). The westernmost unit, the Coastal Cordillera (or Coastal Ranges) has a smooth relief up to 1200 m in altitude bordering the Pacific Ocean. The Central Depression (or Longitudinal Valley) is a N-S trending elongated basin, endorheic between the Tiliviche valley and Loa river (Figure 2), with a mean altitude of 1000 m. The Precordillera (1500–3600 m high) is a gentle west sloping surface crossed by W-E trending narrow deep valleys. The Western Cordillera has an irregular topography (3800–4700 m above sea level (asl)), crowned by Neogene to present-day stratovolcanoes (5000–6900 m asl). The Central Depression, the Precordillera, and the Western Cordillera form the “monocline-shaped” western flank of the Altiplano [Isacks, 1988].

[10] Along the western margin of the high plateau in northern Chile and southern Peru, a N-S to NNW-SSE trending, high-angle west vergent thrust system is developed (Figure 2) [García, 1996; García et al., 1996; Muñoz and Charrier, 1996; Muñoz and Sepúlveda, 1992]. At the latitude of Arica ($18^{\circ}30'S$), this system is formed by the Copaquilla-Belén, Cerro Lagunas-Belén-Tignámar, and Copaquilla-Tignámar faults, and the Ausipar fault located farther west at the boundary between the Precordillera and the Central Depression. This last fault caused the development of the Oxaya Anticline at its rear (Figure 2) [García, 1996; García et al., 1996, 1999]. In addition, several low-amplitude folds deform the Cenozoic cover between the

Central Depression and Precordillera [García, 2002]. Between the Camarones valley and the Altos de Pica region ($19^{\circ}10'S-21^{\circ}S$) (Figure 2) a west vergent fault propagation fold system is developed along the Precordillera [Fariás et al., 2002; Pinto et al., 2004; Victor et al., 2004] corresponding to the southward continuation of the WTS observed at the latitude of Arica.

[11] An east vergent structural system composed of the Jaropilla fault and the Chucal anticline [Riquelme, 1998; Riquelme and Hérail, 1997; Charrier et al., 2002], is located on the SE side of the Chapiquiña-Belén ridge at the Western Cordillera of Arica ($\sim 19^{\circ}S$, Figure 2). According to Charrier et al. [2002] this system was mainly active before 10 Ma.

[12] The development of the west and east vergent contractional structures was associated with complex processes of erosion and deposition, which generated widely distributed syntectonic sediments, volcanoclastic and volcanic deposits along the Western Cordillera, the Precordillera and the Central Depression, unconformably overlying a Precambrian?–early Paleozoic to Paleocene substratum.

[13] In the Precordillera and Central Depression of northern Chile, the late Cenozoic cover corresponds to a thick sequence of clastic deposits and ignimbrites. In the Arica region (Figure 3) the series consists of the Oligocene alluvial-fluvial deposits of the Azapa Formation [Salas et al., 1966; Parraguez, 1998], the lower Miocene ignimbritic deposits of the Oxaya Formation [García, 1996; Montecinos, 1963] and the middle Miocene conglomerates of the El Diablo Formation [Parraguez, 1998; Tobar et al., 1968; Vögel and Vila, 1980]. To the south, along the Precordillera and Central Depression between the Suca valley ($\sim 19^{\circ}10'S$) and the Altos de Pica region ($\sim 21^{\circ}S$), the Oligo-Miocene series is named the Altos de Pica Formation [Galli, 1957, 1967; Galli and Dingman, 1962]. This formation corresponds to a thick sequence of ignimbrites and gravels, originally subdivided into five members by Galli and Dingman [1962] at the type locality. This formation can be correlated with the deposits known in the Arica region (Figure 3): the lower member (Member 1 of the Altos de Pica Formation [Galli and Dingman, 1962]) correlated with the Azapa Formation; the middle members (members 2, 3 and 4) correlated with the Oxaya Formation; and the upper member (Member 5) correlated with the El Diablo Formation. In conjunction, the Azapa, Oxaya and El Diablo Formation in the Arica region ($18^{\circ}15'S-19^{\circ}S$), as well as their equivalent farther south (the Altos de Pica Formation) in the Iquique region ($19^{\circ}S-21^{\circ}S$), constitute a great sedimentary and volcanic unit produced by a compensation to the Andean uplift, in a climatic environmental that favored piedmont formation by means of debris accumulation during Oligocene-Neogene times [Naranjo and Paskoff, 1985].

Figure 2. Shaded relief map based on SRTM 90 m DEM showing the main late Cenozoic structures of the western flank of the Altiplano in northern Chile (Tarapacá Region). Gray triangles correspond to the seismological stations of the permanent seismological and telemetrical network of northern Chile (RESISTE-ARICA), and the open triangles correspond to the temporal seismological stations deployed after the Aroma earthquake. The box indicates the study area (Aroma region) shown in Figure 4.

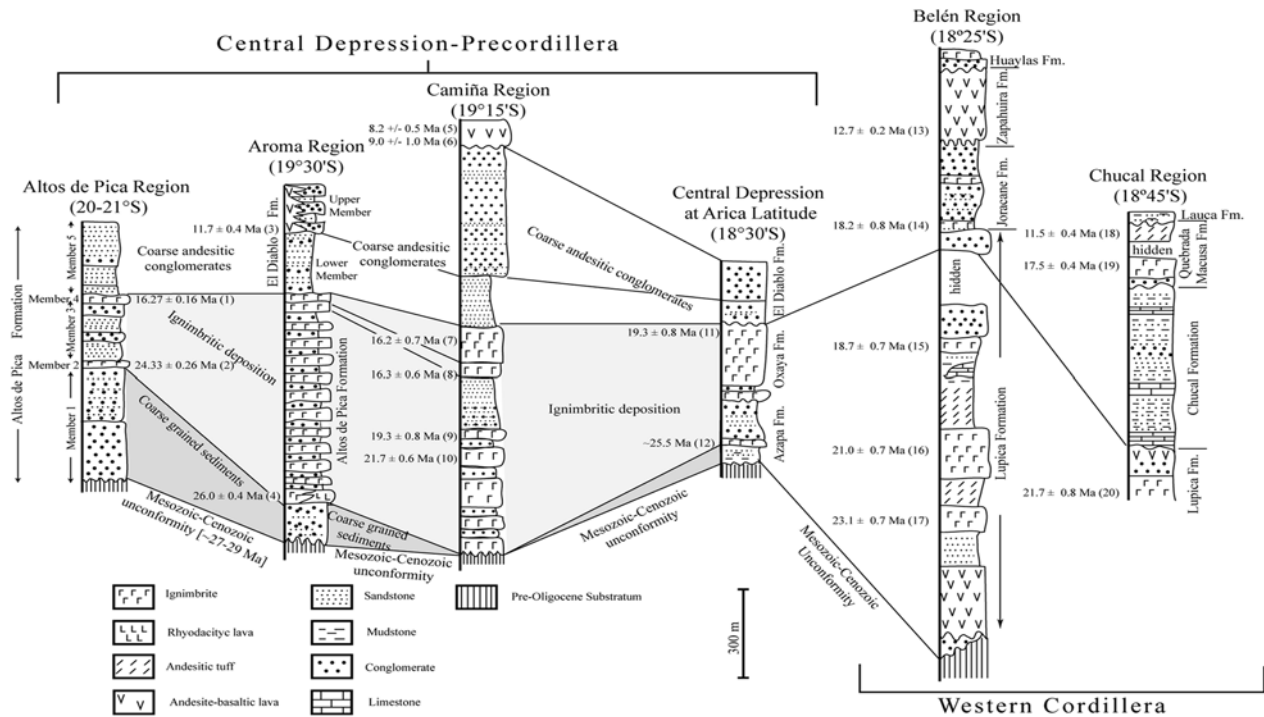


Figure 3. Simplified stratigraphic logs of the Cenozoic cover in the North Chilean forearc, based on the work by *Pinto et al.* [2004] (Camiña Region), *Galli and Dingman* [1962] and *Victor et al.* [2004] (Altos de Pica Region), *Parraguez* [1998] and *García* [2002] (Central Depression at Arica Latitude), *García* [1996, 2002] (Belén Region), *Riquelme* [1998] and *Charrier et al.* [2002] (Chucal Region), and this work (Aroma region) where new stratigraphic nomenclature is used (see section 3.2). The location of each zone is shown in Figure 2. Ages are detailed in Table 1.

[14] The Western Cordillera and eastern Precordillera have been dominated since middle-late Miocene by the activity of volcanic complexes (Figure 3). The series is represented by the Oligo-early Miocene volcanic Lupica Formation [*García, 1996; Montecinos, 1963; Riquelme, 1998; Salas et al., 1966*], the middle Miocene syntectonic-conglomeratic Joracane Formation [*García, 1996*], the middle Miocene andesite-basaltic Zapahuira Formation [*García, 1996*], and the late Miocene-Pleistocene syntectonic sediments of the Huaylas Formation [*García, 1996, 2002; Salas et al., 1966; Viteri, 1979*]. On the eastern side of the Western Cordillera, overlying a 21.7 ± 0.7 Ma white tuff level assigned to the Lupica Formation, the following units are present: the gently folded sedimentary series of the Chucal Formation [*Charrier et al., 2002; Riquelme, 1998*], and the volcanic and sedimentary series of the Quebrada Macusa Formation [*Charrier et al., 2002; Riquelme, 1998*]. To the top of the series lies the late Miocene-Pliocene fluvial and lacustrine Lauca Formation [*Gaupp et al., 1999; Kött et al., 1996*].

3. Geology of the Aroma Region

3.1. Pre-Oligocene Substratum

[15] In the following, we call substratum all the rocks older than the Oligocene, which were studied by *Harambour*

[1990]. The substratum crops out east of the Aroma flexure (see Figures 4 and 5).

[16] The Quebrada Aroma Formation (the oldest unit) is a 1000- to 1500-m-thick rhythmic sequence of metasandstones and metalutites. This unit exhibits metamorphism and ductile deformation, with some local development of mylonites adjacent to the hinge line of the Aroma flexure. Fossil rests (*Chondites* sp. tracks and microfossils) contained in the lower part of this formation suggest a late Paleozoic age, probably not older than the late Devonian [*Harambour, 1990*]. This formation is unconformably overlain by Mesozoic (lower Jurassic to lower Cretaceous) back arc deposits, which form a ~2000-m-thick succession of continental coarse volcanoclastics and ash tuffs, containing some marine layers in its lower portion [*Harambour, 1990*]. *Harambour* [1990] recognized two stages of tectonic development during the Mesozoic: a first stage dominated by extensional tectonics and subsidence from Sinemurian to lower Oxfordian times and a second stage characterized by basin inversion causing gentle folding and thrusting before deposition of the late Cenozoic series.

3.2. Synorogenic Clastics and Volcanics

[17] In the study region, the late Cenozoic cover has been grouped into the Altos de Pica Formation (APF), formerly defined by *Galli and Dingman* [1962] in the Altos de Pica

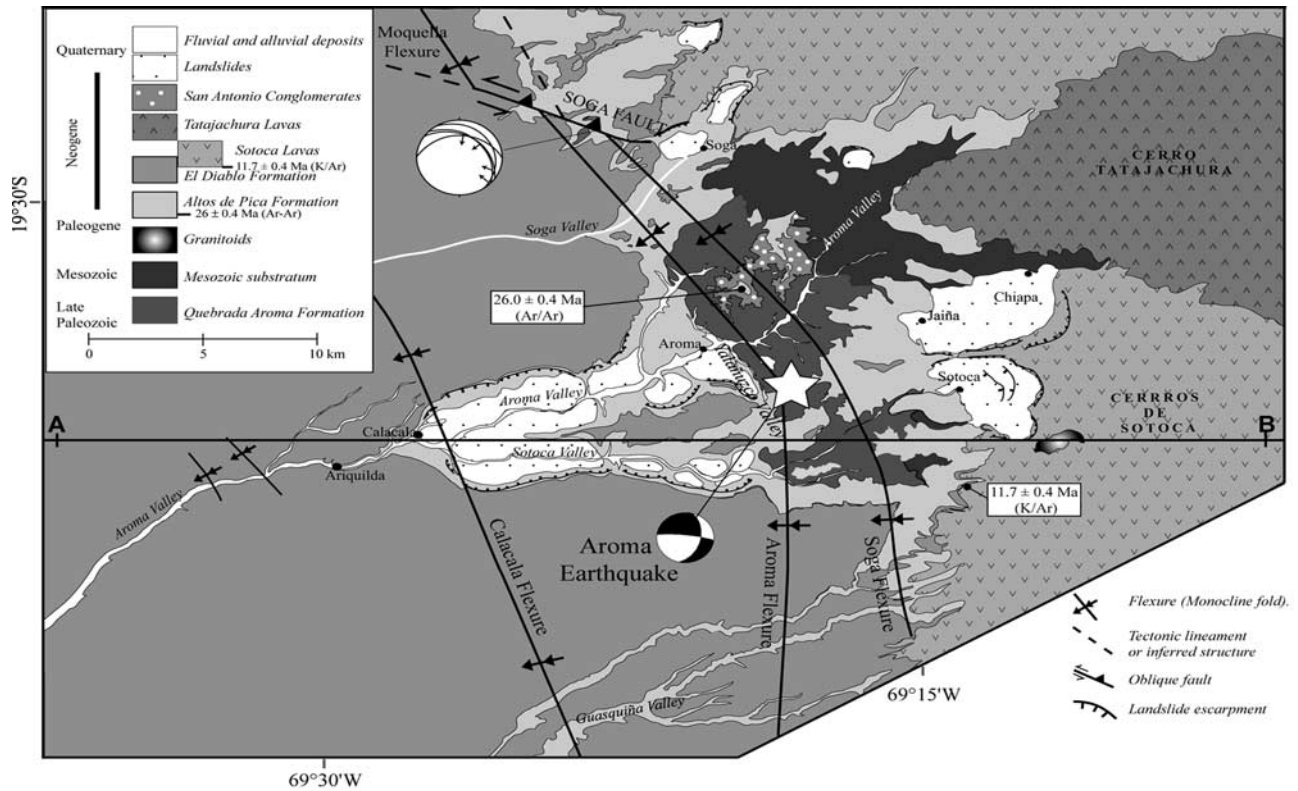


Figure 4. Geologic map of the study area.

region ($\sim 69^{\circ}W/\sim 20^{\circ}30'S$). In this paper, we have assigned the upper member (Member 5) of the original definition of *Galli and Dingman* [1962] to the El Diablo Formation because of (1) its similarity with the clastic unit defined in the Central Depression at the Arica latitude and (2) the differences in lithological and environmental framework between that upper member and the underlying members of the former definition. Hereafter, we will refer to the four lower members of the former *Galli and Dingman's* [1962] definition as the Altos de Pica Formation and to the Member 5 of the former definition as the El Diablo Formation.

3.2.1. Altos de Pica Formation

[18] This formation corresponds to an alternation of ignimbrites and continental volcanoclastic conglomerates and breccias with some interbedded sandstones and siltstones, with a mean thickness of 600 m. Because of lithological differences and correlation with other stratigraphic units of northern Chile, we subdivide the APF into a lower and upper member (see below). The APF overlies the pre-Oligocene substratum above a major unconformity. In the Tarapacá valley ($19^{\circ}50'S$, Figure 2), this unconformity corresponds to an irregular paleorelief, which is almost

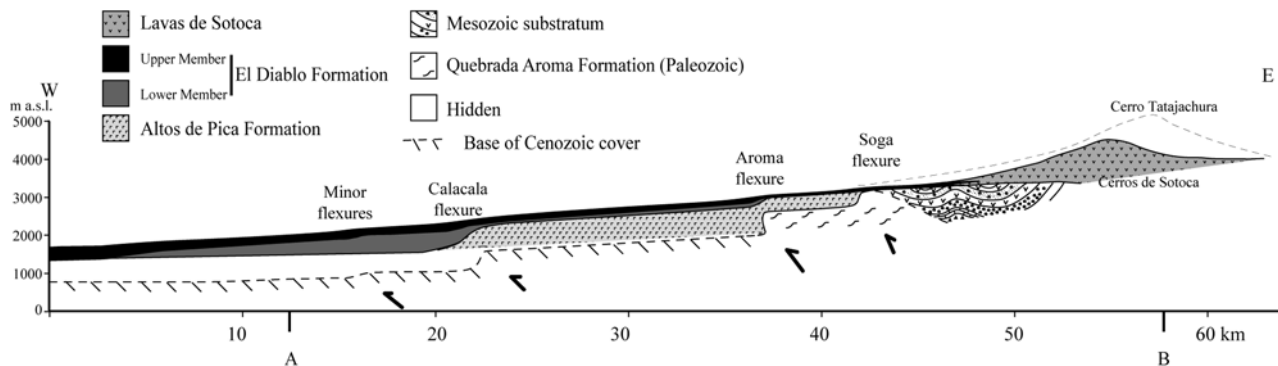


Figure 5. Cross section of the study area. Outcrops only are hatched. The contact between substratum and Cenozoic cover is estimated on the basis of the observed surface deformation. A-B section is displayed into the geologic map (Figure 4).

Table 1. Radiometric Ages for the Late Cenozoic Volcanic Deposits in the Western Flank of the Altiplano in Northern Chile

	Age, Ma	Method ^a	Location	Author
1	16.27 ± 0.16	Rb/Sr (Bt-Hbl)	20°13'S/68°69'W	<i>Victor et al.</i> [2004]
2	24.33 ± 0.26	Rb/Sr (Bt-Hbl)	20°29'S/69°21'W	<i>Victor et al.</i> [2004]
3	11.7 ± 0.4	K/Ar (WR)	19°38'S/69°13'W	this study
4	26.0 ± 0.4	Ar/Ar (Bt)	19°32'S/69°20'W	this study
5	8.2 ± 0.5	K/Ar (WR)	Pampa Tana	<i>Muñoz and Sepúlveda</i> [1992]
6	9.0 ± 1.0	K/Ar (WR)	19°20'S/69°33'W	<i>Naranjo and Paskoff</i> [1985]
7	16.2 ± 0.7	K/Ar (WR)	19°13'S/69°37'W	<i>Muñoz and Sepúlveda</i> [1992]
8	16.3 ± 0.6	K/Ar (Bt)	19°13'S/69°38'W	<i>Muñoz and Sepúlveda</i> [1992]
9	19.3 ± 0.8	K/Ar (Bt)	19°22'S/69°32'W	<i>Pinto</i> [1999]
10	21.7 ± 0.6	K/Ar (Bt)	19°22'S/69°32'W	<i>Naranjo and Paskoff</i> [1985]
11	19.3 ± 0.8	K/Ar (Bt)	18°46'S/69°49'W	<i>Parraguez</i> [1998]
12	25.4 ± 0.7	K/Ar (Bt)	18°56'S/69°31'W	<i>García</i> [2002]
	25.5 ± 0.8		19°01'S/69°56'W	
	25.6 ± 0.9		19°01'S/69°56'W	
13	12.7 ± 0.2	K/Ar (WR)	18°23'S/69°37'W	<i>García</i> [1996]
14	18.2 ± 0.8	K/Ar (WR)	18°29'S/69°32'W	<i>García</i> [1996]
15	18.7 ± 0.7	K/Ar (Bt)	18°45'S/69°17'W	<i>García</i> [2002]
16	21.0 ± 0.7	K/Ar (Bt)	18°42'S/69°13'W	<i>García</i> [2002]
17	23.1 ± 0.7	K/Ar (Bt)	18°29'S/69°31'W	<i>García</i> [1996]
18	11.5 ± 0.5	Ar/Ar (Pl)	18°43'S/69°06'W	<i>Wörner et al.</i> [2000]
19	17.5 ± 0.4	Ar/Ar (Bt)	18°44'S/69°10'W	<i>García</i> [2002]
20	21.7 ± 0.8	K/Ar (Bt)	18°42'S/69°13'W	<i>García</i> [2002]

^aMaterial dated WR, whole rock; Bt, biotite; Bt-Hbl, biotite-hornblend isochrone; Pl, plagioclase. Numbers in first column correspond to the ages shown in Figure 3.

completely filled by the lower member of the APF. Summits of this paleorelief are flat-shaped surfaces of approximately equal altitude. In contrast, west to the Aroma flexure in the Aroma and Sotoca valleys, the contact between the APF and the substratum is flat. There, the lower APF member is absent or has a reduced thickness. This flat-shaped unconformity suggests a pre-Oligocene pedimentation event (the “Choja Pediplain” of *Galli* [1967]), whereas paleovalleys excavated on this surface would represent a rejuvenation of the landscape, possibly coeval to the onset of accumulation of the lower member of the APF [*Fariás et al.*, 2003; *Galli*, 1967]. Similar features in the unconformity between the late Cenozoic deposits and the substratum have been reported in southernmost Peru in the Altos de Camilaca surface [*Tosdal et al.*, 1984].

[19] The lower member of the APF (in the sense of this study) consists of polymictic conglomerates, breccias, and minor immature sandstones. Clasts have compositions similar to the underlying substratum, suggesting the beginning of denudation, and probably marking the onset of uplift of the western flank of the Altiplano [*Dingman and Galli*, 1965; *Mortimer and Saric*, 1975; *Naranjo and Paskoff*, 1985; *Victor et al.*, 2004]. Its thickness is variable: from the Soga to the Sotoca valleys, east of the Aroma flexure, it is <8 m thick, whereas west of this flexure, its thickness increases to ~100 m; along the Tarapacá valley the thickness varies between 10 and 200 m, depending on the shape and depth of the paleovalleys.

[20] The upper member (in the sense of this study, members 2, 3, and 4 of the former definition of *Galli and Dingman* [1962]) forms the main part of the APF in the study area. This homogeneous member consists of at least 12 layers of ignimbrites interbedded with thin, often coarse sedimentary layers. Ignimbrites are welded ash tuffs, rich in

quartz and biotite, with minor sanidine and pyroxene. Shards and rhyolitic fragments are contained in the matrix, which diminish to the west, away from the volcanic centers. The two upper ignimbrites of the series have a wide regional extension in the Tarapacá region. The lower one (Tarapacá ignimbrite [*Muñoz and Sepúlveda*, 1992; *Pinto et al.*, 2004]) is a dark vitrophyre overlain by the Nama ignimbrite [*Pinto et al.*, 2004]. The sedimentary layers of the upper member consist of fanglomerates, sandstones, and siltstones. The phenoclasts are mainly constituted by light colored ignimbritic and rhyolitic fragments similar to the volcanic layers of the APF, and minor greenish and reddish andesitic and metamorphic fragments, compositionally similar to the substratum. East of the Aroma flexure, the sedimentary layers that cover each one of the ignimbritic intercalations show a channel development with meandric pattern, whereas immediately west of the Aroma flexure, the sedimentary layers develop progressive unconformities or are conformably deposited on the underlying ignimbrite (see section 4.2).

[21] On the eastern side of the Precordillera, ~100-m-thick rhyolitic lavas interfinger to the west with the upper member of the APF (Figure 4). The lavas are constituted by crystalline fragments of quartz (50%), sanidine (40%), and minor biotite and plagioclase immersed in a fluidal glassy groundmass. The composition of these lavas and of the ignimbrites suggests that they derive from the same volcanic centers. The rhyolitic lavas overlie the Paleozoic basement and represent the oldest Cenozoic volcanic rocks in the studied area: 26.0 ± 0.4 Ma (Table 1). This age would correspond to the onset of volcanism during late Cenozoic, and it is equivalent to other ages obtained in northern Chile (see Table 1). Nevertheless, the age of the lowermost deposits of the APF is somewhat older, because the lower

member of the APF in the study area onlaps on the Aroma flexure and is overlain by the rhyolites. On the basis of the calculation of sedimentation rate, *García* [2002] proposed that the onset of sedimentation of the Azapa Formation would have begun after 34 Ma in the Arica region. *Victor et al.* [2004] proposed a similar age for the beginning of deposition of the APF in the Altos de Pica region (~27–29 Ma). The uppermost ignimbritic layer of the APF (Nama ignimbrite) was dated by *Muñoz and Sepúlveda* [1992] at 16.2 ± 0.7 Ma in the Camiña valley (Table 1) bracketing the age of the APF (as defined in this paper) between the Oligocene and the early Miocene.

3.2.2. El Diablo Formation

[22] The El Diablo Formation (EDF) is the uppermost sedimentary cover in the Precordillera and displays the characteristic morphology of the western flank of the Altiplano in northern Chile: the Tarapacá Pediplain. This unit is a sequence of fluvial-alluvial conglomerates and sandstones [*Parraguez*, 1998; *Tobar et al.*, 1968]. It is disposed along the Precordillera and Central Depression along a west-to-east distance on more than 45 km. To the east, the EDF interfingers and grades into middle Miocene andesitic lavas (Cerro de Sotoca lavas in the study area). To the west, the distal layers of the EDF onlap over the east slope of the Coastal Cordillera. In the study region, we subdivide the EDF into two members according to its lithological features. This subdivision is similar to the subdivision of the EDF made in the Azapa valley next to Arica [*Parraguez*, 1998].

[23] The lower member is made up of conglomerates, breccias and layers mainly composed by light ignimbritic fragments with minor sandstones beds of similar composition of the underlying units. To the east, this member wedges out on the western limbs of the Aroma flexure (southern study area) or Soga flexure (northern study area) (Figure 5). The upper member is a sequence of semilithified gray conglomerates interbedded with sandstone and marginally by mudstone lenses. Before it wedges out to the east, the upper member interfingers with the andesitic lavas of the Cerros de Sotoca volcanic complex (Cerro Chusmiza according to *Wörner et al.* [2000]). The Cerros de Sotoca lavas correspond to pyroxene andesites, constituted by euhedral plagioclase, pyroxene and minor magnetite included in a glassy groundmass. The compositional similarity of the most of the clasts in the upper member of the EDF and the andesitic lavas derived from the Cerros de Sotoca, and the contact relationship between these lavas and the upper member of the EDF, suggests that this volcanic center is the main source for the clastic components of the upper member of this formation. This relationship was already observed by *Tobar et al.* [1968] and *García* [2002] in the Arica region. The last author grouped the lavas into the Zapahuiria Formation.

[24] The main lithofacies of the El Diablo Formation are summarized in Table 2. On the basis of the sedimentary features of the EDF (Table 2), we interpret that debris flows and sporadic gravity flows of sand dominated the proximal zone (between the Cerros de Sotoca volcanic center and the Aroma flexure) of the lower member, whereas turbulent

channelized flows and braided rivers dominated the medial-distal zones (west of the Aroma flexure), according to the models of *Miall* [1985, 1996].

[25] For the upper member, we interpret that the deposits of the proximal zone would have been related to both high- and low-strength debris flows according to the models of *Miall* [1985, 1996]. Ashy matrix and large angular volcanic clasts immediately adjacent to the volcanic edifices suggest that high-strength flow facies could have been triggered by volcanic eruptions, and leading to snow melting in the upper part of the volcanoes [*Sayés*, 1978]. Low-strength debris flows would be the result of hillslope stabilization after eruptions. Laterally limited sand flows with erosive bases would be the result of incipient channel formation. In the medial-distal zone, sedimentary features suggest the formation of elongated or longitudinal conglomeratic bed forms, containing some sandy bed forms and overbank deposits. These features can be interpreted as resulting from braided rivers and turbulent channelized flows according to the models of *Miall* [1985, 1996]. In conjunction, all the features presented for the EDF suggest that this unit represents the development of great coalescent alluvial fans, grading from debris flow-dominated proximal facies, to braided river dominated medial-distal facies, and to fluvial-alluvial plains evaporitic facies in the distal zone, according to the observation of *García* [2002], *Parraguez* [1998], and *Pinto et al.* [2004] in the Central Depression between the Lluta ($18^{\circ}30'S$) and Camiña ($19^{\circ}15'S$) valleys. These features and the great longitudinal extension of the deposits (over 45 km from west to east) can be interpreted as the result of the development of braided fluvial fans, in the sense of *Stanistreet and McCarthy* [1993].

[26] In the Camiña valley (~20 km north of the study region), an 8–9 Ma andesitic lava overlies the EDF (9.0 ± 1.0 Ma [*Naranjo and Paskoff*, 1985] and 8.2 ± 0.7 Ma [*Muñoz and Sepúlveda*, 1992]; see Table 1). Considering the age of the uppermost ignimbrite of the APF (16.2 ± 0.7 Ma), the EDF is comprised between ~16 Ma and 8–9 Ma. This age is similar to the one proposed by *García* [2002] for the EDF in the Arica region. A K/Ar age (whole rock) of 11.7 ± 0.4 Ma was obtained (Table 1) for the lower andesitic lavas interfingering with the lower part of the upper member of the EDF immediately west of the Cerros de Sotoca volcanic complex (Figure 4). This age is similar to the one obtained by *Mortimer et al.* [1974] near Chusmiza (11.3 ± 0.3 Ma, K/Ar, whole rock). In this way, the approximate age of the contact between the lower and upper members of the EDF is 12 Ma.

3.3. Post-8 Ma Deposits and Morphostratigraphic Units

[27] The lavas of the Tatajachura volcano, located north of Jaiña and Chiapa (Figures 4 and 6), overlie directly the substratum and the EDF. These lavas mark the end of the volcanic activity in the eastern Precordillera and western side of the Western Cordillera [*Wörner et al.*, 2000]. The unconformable basal contact of these lavas is a flat surface (Figure 6b). This feature suggests that the volcanic activity occurred after the pediplanation, but before the beginning of

Table 2. Main Lithofacies of the El Diablo Formation

	Lithology/Texture	Sedimentary Features	Observations	Interpretation
<i>Lower Member</i>				
Proximal facies	matrix- and clast-supported subangular gravel	10- to 20-m-thick banks, poorly inverse grading, erosive, and nonerosive base and top	gravel grain size varies between cobble and boulder (proximal facies) and between pebble and cobble (medial-distal facies)	debris flow
Proximal facies	pebbly sand	1-m-thick banks, massive lamination		sporadic gravity sand flows
Medial-distal facies	matrix-supported sandy gravel and clast-supported gravel	5- to 10-m-thick banks, crude stratification and poorly inverse grading		elongated and longitudinal conglomeratic bed forms
Medial-distal facies	fine to coarse sandstone	5- to 20-m-thick banks, planar cross bedding		
Medial-distal facies	mudstone	centimetric lenses, massive, desiccation cracks		
<i>Upper Member</i>				
Proximal facies	matrix-supported gravels and clast-supported gravels	5- to 20-m-thick banks, angular boulder-cobble clast size, massive to crude inverse grading	Large clast (1–3 m of diameter) close to the interfingering lava layers, gray ashy matrix	high- and low-strength debris flows
Medial-distal facies	matrix- and minor clast-supported gravels	15- to 40-m-thick banks, crude horizontal bedding, incipient imbrication	elongated clasts aligned in the imbrication direction (270–200°)	elongated and longitudinal conglomeratic bed forms
Medial-distal facies	Fine sandstone	<10-m-thick banks, low-angle cross bedding and planar cross bedding		sandy bed forms and overbanked deposits
Medial-distal facies	mudstone	centimetric lenses, fine laminated, desiccation cracks		overbanked deposits

incision in the Precordillera. On the basis of morphological similarities with other volcanic edifices (smooth cone shapes), *Wörner et al.* [2000] suggested a lower Pliocene age for the volcanic edifice. However, we believe that its age could be somewhat older, considering the age of pediplain (younger than 8–9 Ma) and the beginning of incision in the Precordillera (circa 7 Ma, see below).

[28] East of the Aroma flexure, discontinued gravel deposits are preserved on the hillslope of the Aroma valley, between 300 and 600 m above the bottom of the valley (Figure 6b). These deposits (San Antonio Conglomerates of *Fariás* [2003]) form a 300-m-thick series of planar-stratified subhorizontal matrix-supported conglomerates interbedded with centimetric sand layers. The conglomerates correspond to terraces deposits possibly associated to thalweg slope stabilization during the valley formation. In contrast, west of the Calacala flexure, strath (erosional) terraces (in the sense of *Burbank and Anderson* [2001]) are excavated on the pediplain (Figure 6d).

[29] In the Central Depression, after crossing the boundary with the Precordillera, the Aroma valley changes its orientation from $\sim 250^\circ$ to $\sim 200^\circ$. East of the southward trending segment of the Aroma valley (Figure 6e), several abandoned valleys cross the strath terraces. These abandoned valleys gradually change their orientation from north to south from 280° to 250° (Figure 6e). To the west, beyond the boundary between the Precordillera and the Central Depression, nearly all of these valleys can be associated

with alluvial fan deposits that often reach the eastern flank of the Coastal Cordillera (Figure 6a). The deposits of the present-day Aroma alluvial fan as well as those of the Tarapacá valley are SSW oriented (Figure 6a).

[30] Both aggradational and erosional terraces, as well as alluvial fans developed west of the channelized zone of the valleys flowing down from the Precordillera, show progradation of deposition during incision. Furthermore, the anticlockwise rotation of the valley orientation next to the boundary between the Precordillera and the Central Depression evidences a southward tilting of the Central Depression in this region after or coeval to the beginning of the incision on the western flank of the Altiplano.

4. Tectonic Deformation

4.1. Structural Mapping

[31] In the study region, the major tectonic features affecting the Cenozoic cover consist of three west dipping monocline folds or flexures (Figures 4 and 5). Syntectonic deposition of gravels and ignimbrites resulted in the development of growth strata along the flexures (Figures 7 and 8). From west to east, the main flexures are known as: Calacala, Aroma, and Soga. Two smaller flexures are exposed west of the main ones (Figure 4).

[32] A general change in the trend of the flexure system occurs at the Aroma valley (Figure 4). The trends of the

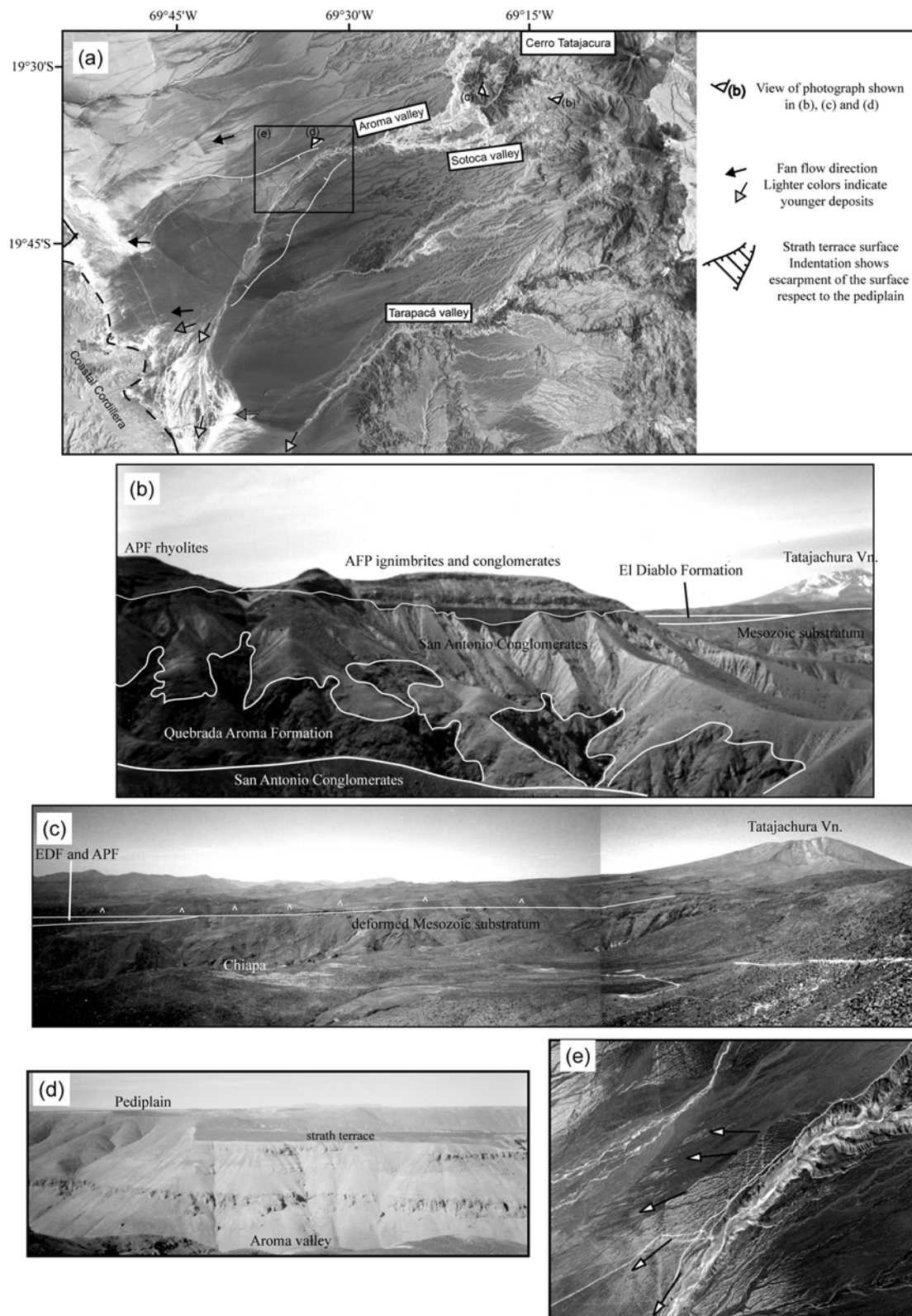


Figure 6

Calacala and Soga flexures change gradually from N25°W to N20°W and from N35°W to N10°W, respectively. The trend change of the Aroma flexure occurs at the headwater of the Yalañuzco valley; there its orientation steeply changes from N35°W to N-S. The width of the steep western limbs of these flexures is larger in the Calacala flexure (~4 km), whereas it is about 1 km and 800 m in the Aroma and Soga flexures, respectively. This bending of the Precordilleran structure, from N-S, to the south, to NNW-SSE, to the north, correlates with the major bending of the central Andes (Figure 1b), because it is located near the symmetry line of the Bolivian Orocline [Gephart, 1994].

[33] North of the Soga valley, the prolongation of the Aroma and Soga flexures is westwardly displaced by the oblique Soga fault (Figures 9 and 10). The strike and dip of this fault is N80°W/30–40°N in its southeastern segment and N45°W/50–60°NE in its northwestern segment (Figure 4). Apart from the westward displacement of the flexures, kinematic indicators (drag folds and striae) and the fact that the northeastern block of this fault is up thrust (Figure 9) indicate a sinistral reverse motion. The maximum observed throw is about 350 m. The northern prolongation of the Aroma flexure, which is named the Moquella flexure [Muñoz and Sepúlveda, 1992; Pinto *et al.*, 2004], is displaced ~5 km to the west by this fault. The northern prolongation of the Soga flexure, in the deeply incised Camiña valley, is a less developed reverse fault (Quisama fault of Pinto *et al.* [2004]), which is also displaced about 5 km to the west by the Soga fault. The western Calacala flexure is not affected by the Soga fault. The northern prolongation of the Calacala flexure is the Tana flexure [Pinto *et al.*, 2004], north of the Camiña valley (Figure 10). The prolongation can be traced easily on the interfluvial pediplain as to the parallel drainage east of the flexure tends to converge next to the axis of the flexure, and because alluvial sediments deposited immediately toward the west of the flexure (Figure 10). The southern prolongation of the flexures can be traced up to the Tarapacá valley. Along this valley, complex deformation involves the substratum and the Cenozoic cover (Figure 10). Different pattern of flexures north and south of this valley suggest that the Tarapacá valley follows an E-W transfer zone.

[34] Secondary structures are developed in association with the flexures; these structures have the same trend as the monoclines. On the crest, they correspond to extensional fractures filled with silica veins. On the western limbs, minor reverse faults, both west and east vergent, occur with the same strike of the flexures; offsets caused by these faults are smaller than 10 m. According to the models of Ameen [1988], such features suggest that the flexures are the result of the propagation of blind west vergent reverse faults, and

that the minor reverse and normal faults correspond to intrafold accommodation structures. Furthermore, overturned basal layers of the APF on the Aroma flexure (~85°E dipping) indicate shortening perpendicular to the fold strike.

[35] In the Yalañuzco valley, which runs along the hinge line of the Aroma flexure, folded Paleozoic metasedimentary rocks of the Quebrada Aroma Formation present mylonitic deformation, parallel to the trend of the Aroma flexure. The main planar foliation is vertical and oriented N-S to N40°W (Figure 11). Unrooted and intrafolial folds have vertical and horizontal axes. The observed width of the mylonite zone in the valley is ~40 m. The Paleozoic rocks are intruded by Mesozoic dikes that have the same orientation as the mylonite. These dikes are cut by ~N20°W/50°E oriented faults developing striae that indicate reverse dextral motion along these faults. Furthermore, prograding alluvial fans developed during the valley incision are intensely fractured by subvertical N-S to NW-SE oriented cracks, indicating instability along the sides of the valley, and possibly recent tectonic activity (Figure 11). According to our field observations, most of the cracks (even the mud that after the last rains recovered some outcrop surfaces is cracked), landslides and rockfalls in the Yalañuzco valley were caused by the Aroma earthquake and its aftershocks.

4.2. Geometric Analysis of the Growth Strata

[36] The analysis of growth strata developed on syntectonic deposits allow to understand the behavior of the structural evolution of growth folds, such as the relative rates of uplift and deposition, and constrain the different period of activity. [Burbank and Vergés, 1994; Ford *et al.*, 1997; Riba, 1976].

[37] In the study region, the deposits mainly display overlap geometries on the western flank of the flexures, often overlain by off-lapping and on-lapping layers (Figure 8). Following the models of Burbank and Vergés [1994], overlap geometries occur when the accumulation rate is greater than the relative surface uplift rate, off lap occur when the relative uplift rate was greater than the accumulation rate. Onlap appears following off-lap geometry, suggesting a change to more rapid accumulation rates in comparison with uplift rates. Detailed mapping of these geometries shows that minor surface aggradation (off-lap and onlap geometries) is mainly related to sedimentary deposition, whereas major surface aggradation (overlap geometry) is associated with ignimbritic deposition (Figure 8).

[38] Restoration of the predepositional geometry of the Cenozoic series was made considering the altitude difference of each key bed between the crest and foot of each flexure. The key beds selected for restoration correspond to

Figure 6. Post-8 Ma deposits and morphostratigraphic units. (a) Landsat 7 mosaic image (available at <https://zulu.ssc.nasa.gov/mrsid/>). (b) View of the San Antonio conglomerate preserved on the hillslope of the Aroma valley. (c) View of the unconformity between the Mesozoic substratum, the Altos de Pica and the El Diablo formations, and the Tatajachura lavas. (d) Strath terraces developed on the Tarapacá Pediplain over the Aroma valley. (e) Aster image that shows anticlockwise rotation of the Aroma valley on the limit between the Central Depression and the Precordillera displayed by abandoned channels directions.

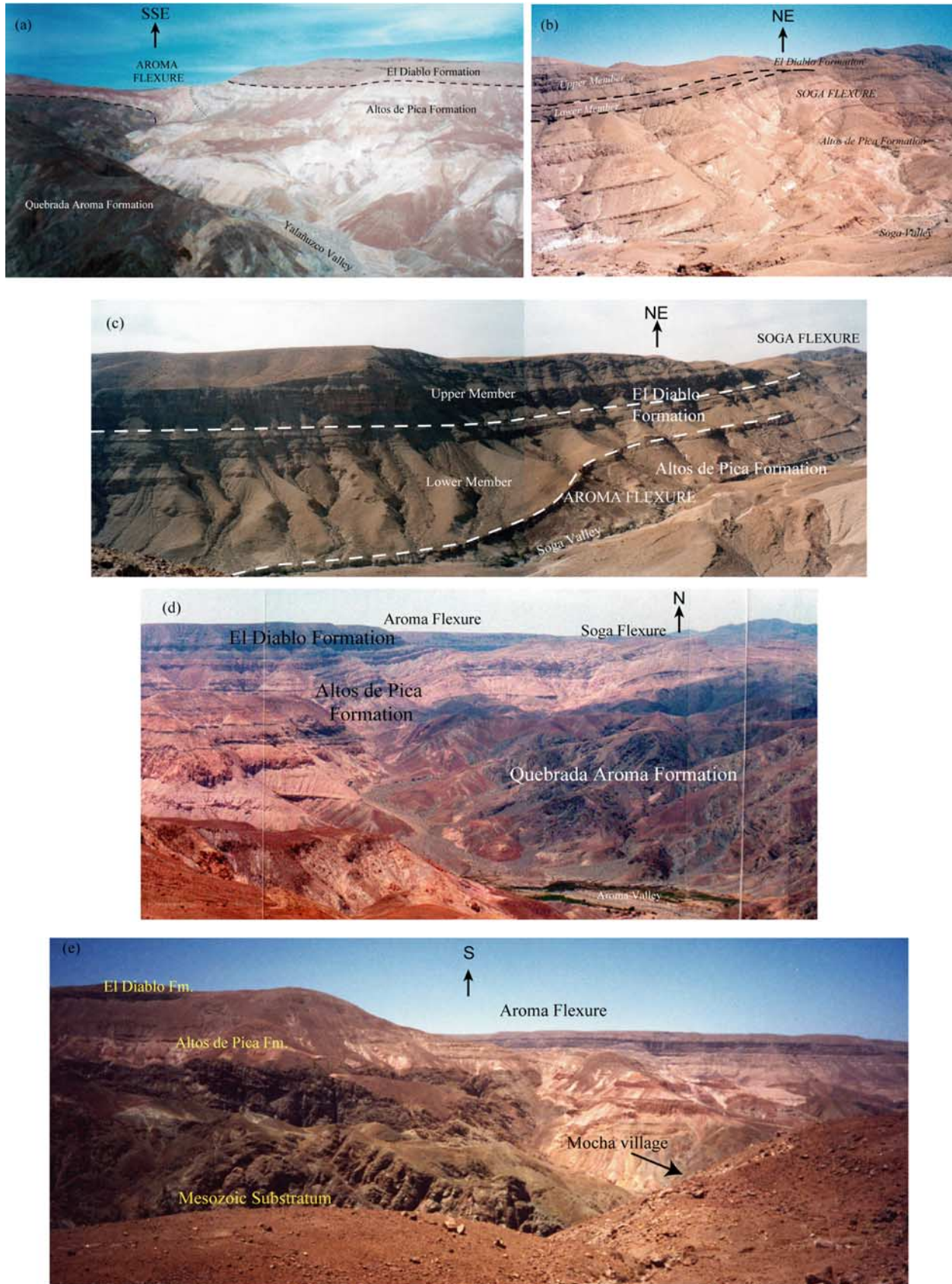


Figure 7

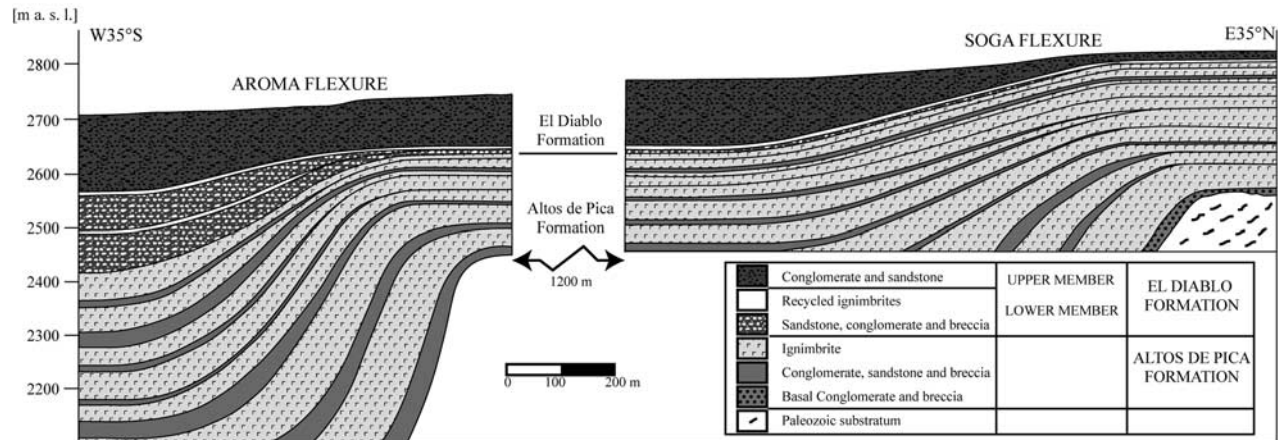


Figure 8. Detailed cross section in the Soga valley. The growth strata developed on the Aroma and Soga flexures are shown.

(1) the contact between the substratum and the APF; (2) the contact between the APF and the base of the EDF, (3) the contact between the lower and upper members of the EDF; and (4) the top of the EDF. Measuring the altitude difference between each one of these key beds on both sides of the flexures allowed us to constrain the evolution of the flexures into four stages of deformation: (1) 26–16 Ma (APF deposition); (2) 16–12 Ma (lower EDF deposition); (3) 12–8 Ma (upper EDF deposition); and (4) 8–0 Ma (post-EDF deposition). Although we use the 26 Ma age for the beginning of the first stage (the oldest age obtained for the APF in the study region), this age could be somewhat older, because the onset of contractional deformation in the central Andes Altiplano [Sempere *et al.*, 1990] and the age of accumulation of the APF [García, 2002; Victor *et al.*, 2004] has been estimated as circa 30 Ma (see also section 3.2.1).

[39] The relative surface uplift registered on the Aroma and Soga flexures since 26 Ma is about 700 and 420 m, respectively (Figures 8 and 12). On the Calacala flexure and the minor western flexures the relative surface uplift calculated is about 640 and 150 m, respectively, although it could be larger because the lower layers of the Cenozoic sequence do not crop out in this part of the study region. During the first stage (26–16 Ma), the relative surface uplift accommodated by the three main flexures is 1010 m, at a rate of 0.10 mm/yr. During the second and third stages, the relative surface uplift is 360 and 350 m, respectively, both at a rate of 0.09 mm/yr. Since 8 Ma (fourth stage) the relative uplift is 190 m, at a slower rate of 0.02 mm/yr. The relative surface uplift

calculated for each flexure during each stage is summarized in Table 3. Since 26 Ma, the total relative uplift accommodated by the flexure system is larger than 1900 m. Relative uplift during the first stage mainly concentrated on the eastern structures, whereas in the last stages, it concentrates on the western structures, showing a westward migration of the main front of deformation (Figure 13). Furthermore, the relative uplift rate decreases from ~ 0.1 to 0.02 mm/yr during the last stage. This period (8–0 Ma) corresponds to the end of deposition in the Precordillera, and coincides with an important aridification episode, the stage of pediplain formation [Mortimer, 1980], and the shift of the volcanic arc to its present-day location [e.g., Wörner *et al.*, 2000], with the exception of the Mamuta ($\sim 19^{\circ}15'S$) and Tatajachura volcanoes (see Figure 2 for location).

4.3. Seismological Analysis

[40] In northern Chile, between Arica and the Mejillones Peninsula ($\sim 18^{\circ}30'S$ – $23^{\circ}S$), major interplate earthquakes ($M > 8$) occurred in 1545, 1615, 1768, and 1877, with an average recurrence period of 111 ± 33 years [Comte and Pardo, 1991]. Major interplate earthquakes in southern Peru have been more frequent than in northern Chile; they occurred in 1513, 1604, 1687, 1715, 1784, and 1868 and recently on 23 June 2001 ($M_w = 8.4$). The rupture area of the southern Peru 2001 earthquake ended in Ilo ($17^{\circ}40'S$). The region between Ilo and the Mejillones Peninsula remained intact for more than a century. Therefore, in this region, a large earthquake along the interplate contact is expected to occur soon [Comte *et al.*, 2002].

Figure 7. Photographs of the Aroma and Soga flexures. (a) View of the Aroma flexure in the Yalañuzco valley. (b) View of the Soga flexure in the Soga valley. (c) View of Aroma (left) and Soga (right) flexures in the Soga valley. (d) View of both flexures from the headwater of the Yalañuzco valley. (e) View of the Aroma flexure in the Tarapacá valley next to Mocha. Note that the dip of the substratum follows the same style as the deformation of the Cenozoic series. See color version of this figure at back of this issue.

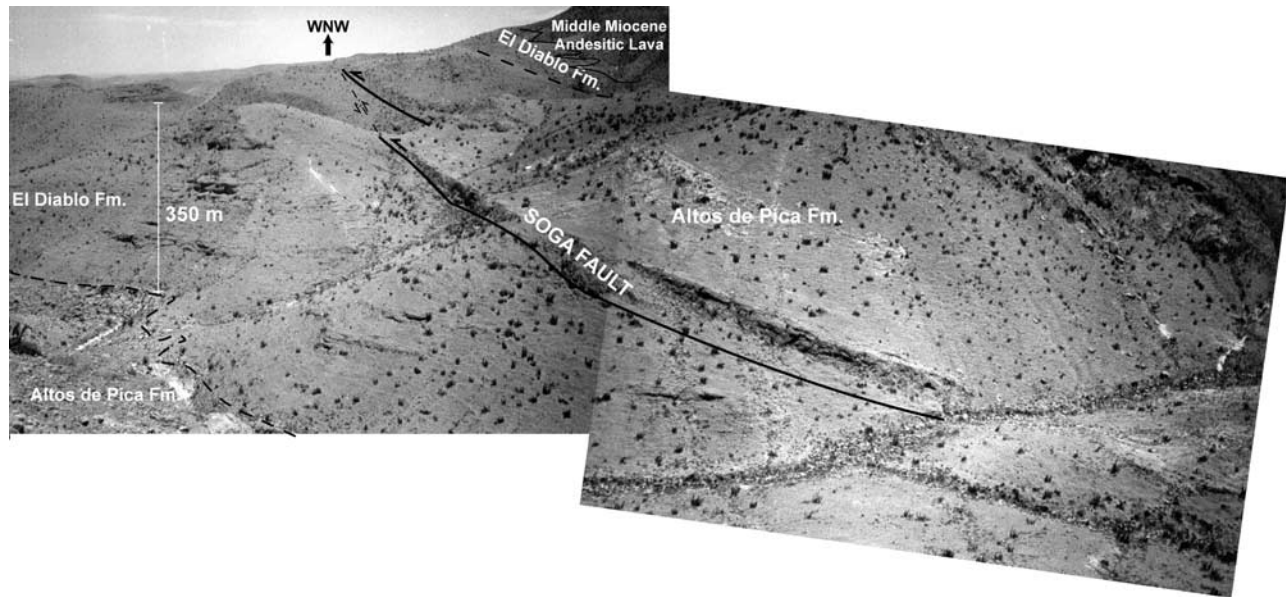


Figure 9. View of the Soga fault in the northern part of the study area.

[41] Several small magnitude shallow crustal seismic events in the continental forearc have been detected in the last decade. On the basis of microseismicity data recorded by the permanent network of Arica (18°S – 19°S), *David et al.* [2002] reveal the existence of a west dipping structure in the continental forearc. This structure extends from the Wadati-Benioff zone below the Central Depression (~ 60 km deep) to the top of the crust in the eastern side of the Western Cordillera. The stress tensor determined by *David et al.* [2002] using 30 well-constrained focal mechanisms, with depths between 30 and 60 km, suggests that the west dipping alignment of earthquake hypocenters corresponds to an east vergent reverse fault.

[42] One month after the southern Peru earthquake (23 June 2001), a shallow crustal earthquake occurred below the Precordillera of northern Chile (24 July 2001, $M_w = 6.3$, Aroma earthquake) with a major aftershock on 14 January 2002 (Chusmiza earthquake, $M_w = 5.9$) (Figures 1 and 14). Crustal seismicity in the Aroma region was almost absent before the southern Peru interplate earthquake, and just a few events occurred before 24 July 2004 [*Comte et al.*, 2003a]. This suggests a strong temporal and spatial relationship between the crustal deformation in the Precordillera and the interplate seismic activity in the Arica Bend region [*Martinod et al.*, 2002].

[43] The Aroma earthquake is the first major shallow crustal earthquake recorded by seismological and accelerographic networks in Chile. Its hypocenter is ~ 10 km deep, next to the Aroma locality (Figures 4 and 14). Its epicenter is therefore located at the bend of the Aroma flexure. The Harvard centroid moment tensor (CMT) focal mechanism corresponds to a strike-slip solution, either to a dextral \sim N-S or a sinistral E-W displacement, the p axis being nearly coincident with the plate convergence direction of NUVEL-1A [*DeMets et al.*, 1994]. Table 4 summarizes the

most important data for the southern Peru, Aroma, and Chusmiza earthquakes released by the Harvard CMT.

[44] Aftershocks were recorded by the permanent seismological and telemetrical network of northern Chile (RESISTE-ARICA) and by two temporal seismological stations with three components (see Figure 2 for location). In this study, we use the July October 2001 data recorded by these stations. The aftershock sequence can be subdivided into two segments, according to their location north or south of the Aroma earthquake epicenter (Figure 14). Aftershocks corresponding to the southern segment are distributed in a N-S oriented line, which is relatively coincident with the orientation and location of the southern segment of the Aroma flexure. North of the Aroma earthquake epicenter, the number of aftershocks is greater than south of it and their distribution is rather scattered (Figure 14). Aftershocks south of the epicenter show a high-angle east dipping structure until 25 km depth, along a 20 km trace, which implies a rupture area of ~ 500 km².

[45] On the basis of the aftershock locations, we suggest that the 24 July 2001 earthquake may have reactivated an ancient basement fault, locally visible in the Paleozoic substratum in the Aroma valley. This same fault seems to have controlled the position and geometry of the late Oligocene-Neogene Aroma flexure. The dispersion of aftershocks in the northern segment could be the result of the adjustments of crustal blocks separated by the bending of the flexure. The existence of the WNW-ESE trending Soga fault, immediately north of this rupture area, suggests that some strike-slip deformation could be transferred to this structure, which is almost perpendicular to trend of the flexures, causing the thrusting of the northern block over the southern block. In addition, WNW-ESE sinistral displacement observed in the Soga fault could be the conjugate

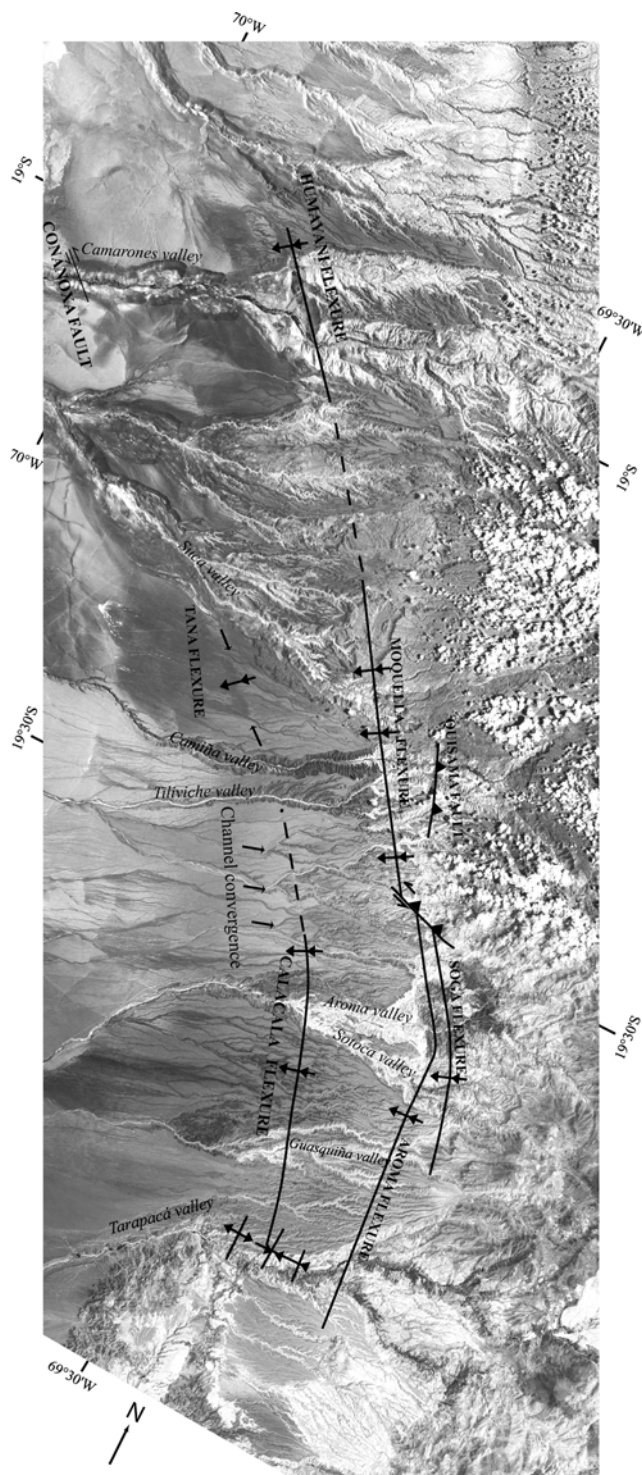


Figure 10. Landsat 7 mosaic image of the Precordillera of northern Chile (available at <https://zulu.ssc.nasa.gov/mrsid/>) that shows the continuity of structures along the western side of the Altiplano. Huyamani flexure and Cananoxa fault are reported by *García* [2002], and Moquella and Tana flexures and Quisama fault are reported by *Pinto et al.* [2004]. Flexures can be followed to the Tarapacá valley, where complex deformation affects the Mesozoic substratum and the Cenozoic cover.

solution of the N-S dextral strike slip inferred for the Aroma earthquake.

5. Discussion

5.1. Structural Configuration of the Western Flank of the Altiplano: A Crustal-Scale Fault Bend Fold

[46] The spatial relationship between the system of flexures described here and the shallow seismicity suggests that the Aroma earthquake and its aftershocks occurred along the essentially blind fault that controls the development of the Aroma flexure. The trace of this fault locally appears in the Yalañuzco valley. Field data indicate that this fault constitutes a long-lasting weakness zone. The rocks affected by the fault exhibit both ductile and brittle deformation. Ductile deformation (mylonitization) affected the Paleozoic Quebrada Aroma Formation and brittle deformation affects the overlying Cenozoic deposits. According to *Harambour* [1990, and reference therein], in Sinemurian to lower Oxfordian times, this fault, as well as the structural system in the Aroma region, accommodated extensional tectonics, whereas during Oligocene-Miocene times it accommodated contractional strain, and strike slip according to the here presented interpretation of the recent shallow seismic activity. During the late Oligocene-Neogene and before 8 Ma, we propose that this fault has been reactivated essentially as a west vergent thrust fault. After 8 Ma, geological and morphological data described above show that the vertical relative surface motion accommodated by the flexure system slowed down. This slowing has been also observed in the Altos de Pica area by *Victor et al.* [2004] as well as in the Arica region [*García*, 2002]. The dynamics of that part of the Andean forearc changed at that time with the onset of the westward forearc tilting that would have triggered the incision that formed the deep valleys within the Precordillera in northern Chile (see section 5.2). The transcurrent reactivation of the fault by the Aroma 24 July 2001 earthquake shows that the present-day tectonic regime differs from that prevailing during the lower and middle Miocene.

[47] Seismological data show that the Aroma earthquake strike slip occurred on a steep east dipping fault that continues downward to ~ 25 km depth (Figure 15). The high-angle east dipping geometry of the faults in the Precordillera of northern Chile seems to be a constant feature, confirming the observation made by *Muñoz and Sepúlveda* [1992] and *Muñoz and Charrier* [1996]: in the Precordillera of Arica, *García* [2002] concluded that the Ausipar fault is very steep ($\sim 60^\circ$ E dipping); in the Altos de Pica region, based on quantitative reconstruction of the thrust system in the Precordillera, *Victor et al.* [2004] suggested that the deep continuation of this system is better represented by a ramp dipping steeper than 45° to the east.

[48] At the latitude of the Altos de Pica region ($\sim 21^\circ$ S) seismic reflection profiles and geophysical experiments show the presence of a <30 -km-deep west dipping reflector below the Precordillera (Quebrada Blanca Bright Spot) associated with a low-velocity zone, P to S wave conversions, and corresponding to the upper boundary of a high

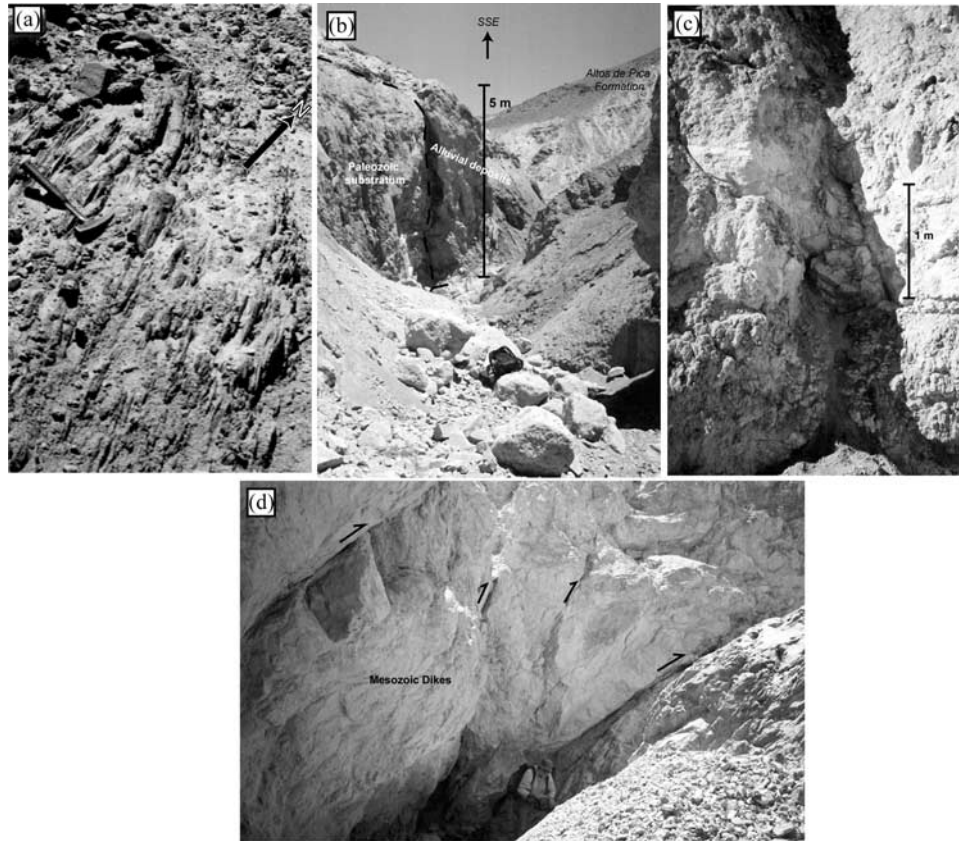


Figure 11. Photographs in the Yalañuzco valley. (a) Foliation in Quebrada Aroma Formation. In the center of the fold, the material is uprooted. The main foliation is similar to the Aroma flexure trend in this locality (NNW-SSE). (b) Tributary aligned with major fractures cutting the substratum and recent deposits. (c) Close up of a fracture that cuts the recent alluvial deposits. (d) Mesozoic dikes intruding the Quebrada Aroma Formation. These dikes are delimited and cut by east dipping faults that present reverse dextral kinematic indicators.

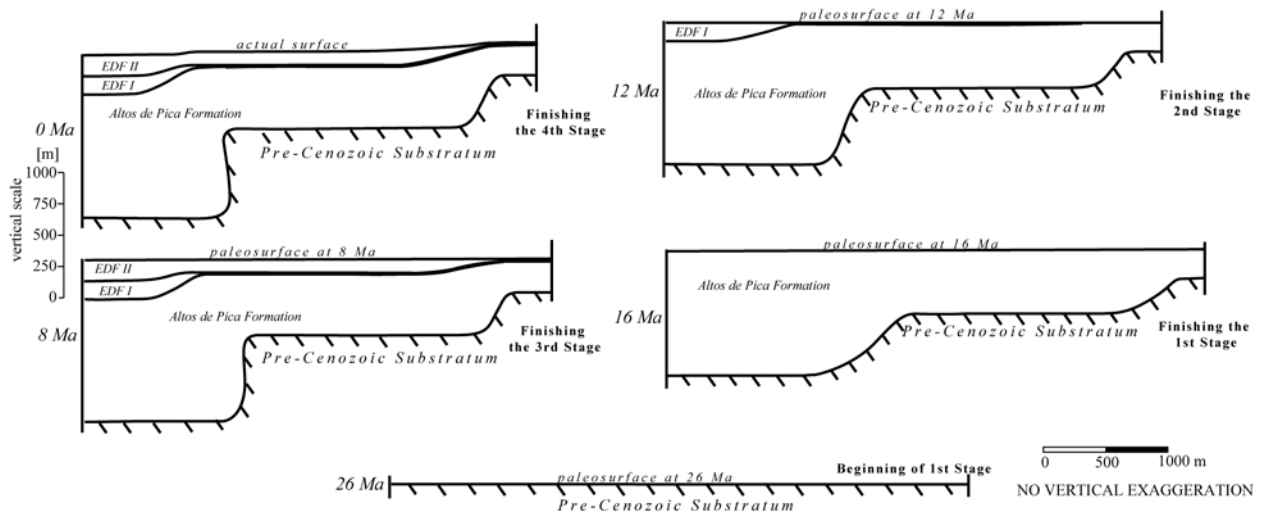


Figure 12. Structural restoration of the Aroma and Soga flexures since 26 Ma until present-day.

Table 3. Relative Uplift Data for the Flexures During the Four Stages of Deformation in the Study Area^a

Flexure	Soga	Aroma	Calacala	Minor	Total
<i>First Stage, 26–16 Ma</i>					
Relative uplift, m	260	500	250	?	1010
Rate, mm/yr	0.03	0.05	0.03	?	0.10
<i>Second Stage, 16–12 Ma</i>					
Relative uplift, m	10	150	200	?	360
Rate, mm/yr	<0.01	0.04	0.05	?	0.09
<i>Third Stage, 12–8 Ma</i>					
Relative uplift, m	120	30	100	100	350
Rate, mm/yr	0.03	0.01	0.03	0.03	0.09
<i>Fourth Stage, 8–0 Ma</i>					
Relative uplift, m	30	20	90	50	190
Rate, mm/yr	<0.01	<0.01	0.01	0.01	0.02

conductivity and high Poisson's ratios domain [ANCORP Working Group, 2003]. ANCORP Working Group [2003] favored the idea that the Quebrada Blanca Bright Spot is a petrophysical feature related to the presence of fluids or melts, or mafic intrusions into a felsic country rock. Victor *et al.* [2004] suggest that the western termination of this reflector corresponds to the downdip end of the west vergent thrusts outcropping in the Altos de Pica area. The discontinuity continues farther to the east, below the Altiplano and Eastern Cordillera between 15 and 30 km depth, where is called the Altiplano low-velocity zone (ALVZ, see Figure 15) [Yuan *et al.*, 2000]. The ALVZ would be related to the brittle-plastic midcrustal transition decoupling mechanically an upper rigid crust from a lower

ductile crust [Yuan *et al.*, 2000; ANCORP Working Group, 2003; Tassara, 2005; Victor *et al.*, 2004].

[49] Therefore both the Quebrada Blanca Bright Spot and the ALVZ reflect rheological change at depth separating two different domains within the crust that may have experienced different strain histories. In particular, lateral ductile flow may have occurred below that boundary to distribute at depth the crustal thickening concentrated near the surface in restricted areas [e.g., Husson and Sempere, 2003]. Although the geophysical analysis does not give information on possible displacements, the mechanic decoupling proposed by several authors for the discontinuity could also make possible relative displacements between the lower and upper crust, facilitating the deep flow of the lower crust (see section 5.5).

[50] Apart from the WTS, the ALVZ and the Quebrada Blanca Bright Spot, other structures have been observed within the forearc and Western Cordillera of northern Chile. On the basis of the distribution of crustal microseismicity in the Arica region, David *et al.* [2002] and Comte *et al.* [2003a] proposed the existence of a west dipping N-S to NNW-SSE oriented fault issued from the Wadati-Benioff zone beneath the Central Depression at a depth of ~60 km and emerging to the surface in the eastern side of the Western Cordillera. David *et al.* [2002] proposed that this structure may correspond to the thermal and rheological boundary between the rigid forearc block and the weak ductile crust of the magmatic arc and of the Altiplano. In this way, this structure seems to be the northern equivalent of the Quebrada Blanca Bright Spot. Inversion of focal mechanisms calculated on 30- to 60-km-deep events shows that below the Central Depression and western Precordillera this structure accommodates horizontal ENE-WSW short-

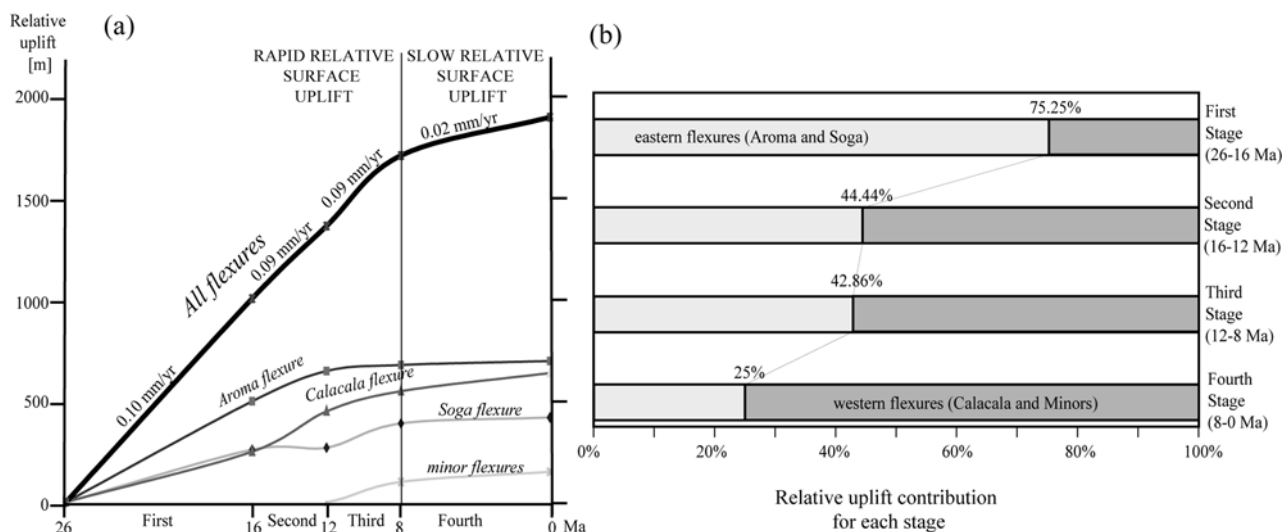


Figure 13. Comparison between the relative uplift contribution of each flexure in the study region. (a) Relative uplift accumulated for each flexure during the four deformation stages. (b) Comparative percentage of relative uplift contribution. It can be observed that during early stages the deformation is concentrated in the eastern flexures, whereas in the slower last stage the deformation concentrates on the western structures.

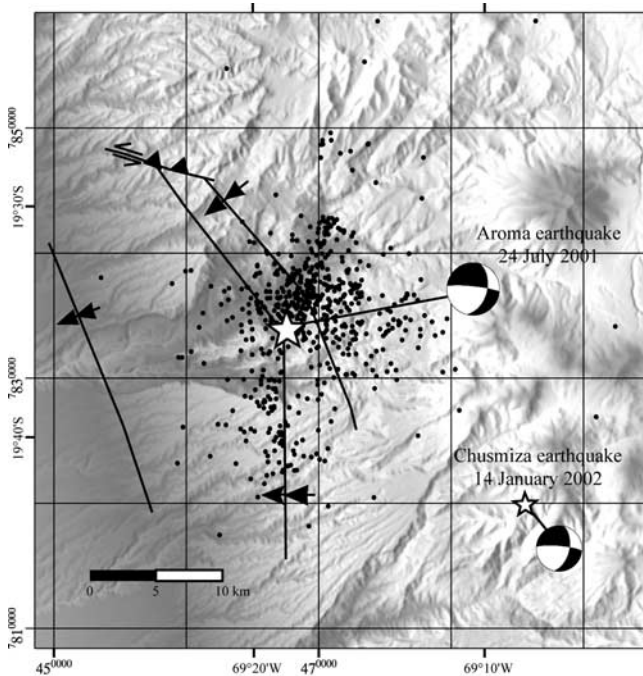


Figure 14. Shallow seismic activity registered from 24 July 2001 to 1 November 2001. Focal mechanisms for the Aroma and Chusmiza earthquake were determined by Harvard CMT (<http://www.seismology.harvard.edu/projects/CMT/>).

ening at depth. Although in the Aroma region we do not find evidence of this west dipping structure, its occurrence north of this area and the presence of the Quebrada Bright Spot about 100 km farther south suggest that this structure could exist below the western flank of the Altiplano at 19°30'S.

[51] In the upward continuation of that structure, in the Western Cordillera of the Arica region, east vergent thrusts outcrop in the Chucal region [Charrier *et al.*, 2002; Riquelme, 1998; Riquelme and Hérail, 1997]. These structures extend southward to ~20°S, where they disappear below the late Neogene-Recent volcanic edifices and deposits (see Figure 2). We consider that microseismic data [Comte *et al.*, 2003a; David *et al.*, 2002] provide strong

evidence that the west dipping discontinuity is a tectonic structure, whose superficial expression corresponds to the east vergent thrusts located in the eastern side of the Western Cordillera.

[52] The activity of the east vergent thrusts was mainly registered on the Neogene sequences in the Western Cordillera before 10 Ma [Charrier *et al.*, 2002], coinciding with the main deformation stage affecting the WTS. Therefore we propose that the Neogene relative surface uplift of the western flank of the Altiplano in northern Chile before 8 Ma was accommodated by a crustal-scale fault bend fold, formed by a major west dipping ramp extending from the Wadati-Benioff zone to the eastern side of the Western Cordillera. The west vergent thrusts described above would correspond to back thrust structures (Figure 15).

[53] After 8 Ma, the vertical displacement accommodated by the WTS slowed down. The relative uplift of the Western Cordillera and Altiplano with respect to the Central Depression resulted in the westward tilting of the Chilean forearc (see below). The 24 July 2001 Aroma earthquake suggests that the system of faults emerging within the Precordillera and Western Cordillera now accommodates dextral strike-slip displacements, as observed at the Altos de Pica latitude by Victor *et al.* [2004] (see section 5.4).

5.2. Late Miocene Tilting and the Beginning of Incision

[54] The deposition of the Tana lava over the EDF in the Camiña region marks the end of the extended sedimentation on the Precordillera of northern Chile at 8–9 Ma [Muñoz and Sepúlveda, 1992; Naranjo and Paskoff, 1985; Pinto *et al.*, 2004]. This event was coeval with a shift of volcanism toward the east from the eastern Precordillera to its present-day location in the Western Cordillera [Wörner *et al.*, 2000]. Furthermore, an important decrease in the activity of the WTS in the Aroma region is registered at this time.

[55] The incision that formed the deep valleys in the Precordillera and Central Depression in northern Chile commenced after 8–9 Ma (age of the lava deposited over the unincisioned pediplain in the Camiña region [Pinto *et al.*, 2004]). Many authors argued that the onset of the incision could have been the result of headward erosion resulting from the transition from an endorheic to an exorheic drainage system [e.g., Mortimer and Saric,

Table 4. Information for the Southern Peru, Aroma, and Chusmiza Earthquakes Generated by the Harvard CMT^a

	Southern Peru Earthquake	Aroma Earthquake	Chusmiza Earthquake
Event	062301E	072401C	011402C
Date	23 June 2001	24 July 2001	14 January 2002
M_w	8.4	6.3	5.6
Scalar moment	4.67×10^{28}	3.58×10^{25}	3.06×10^{24}
Fault plane ^b			
Strike	310/159	14/276	13/275
Dip	18/74	46/82	53/80
Slip	63/98	-169/-44	-167/-37

^aSee <http://www.seismology.harvard.edu/CMTsearch.html>.

^bThe first value is for fault plane solution and the second is for conjugated fault plane solution.

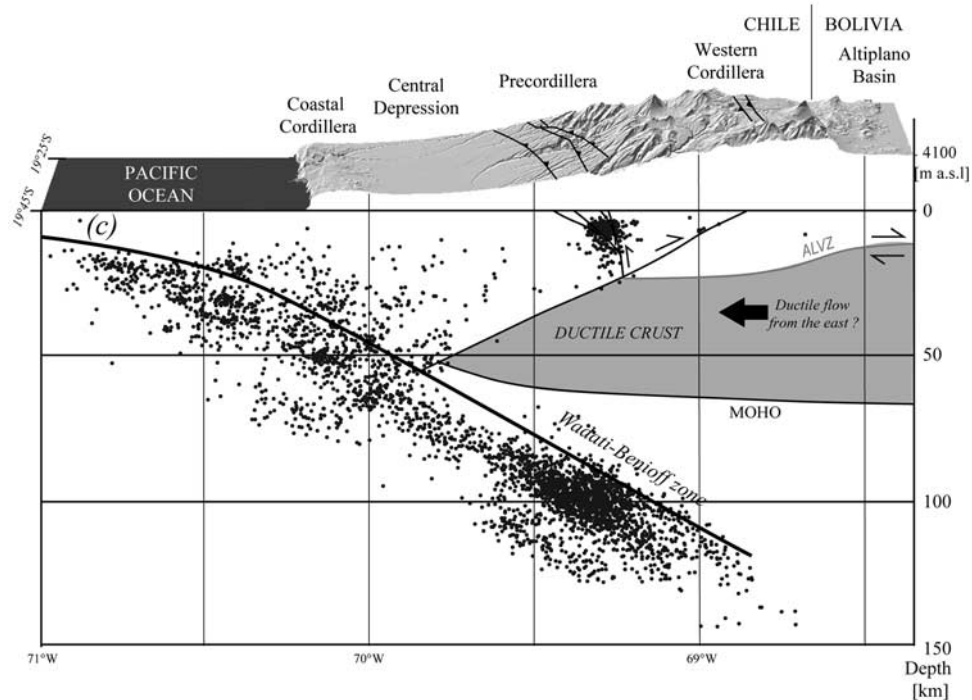


Figure 15. Correlation between the geological structures and the seismicity recorded between $19^{\circ}25'S$ and $19^{\circ}45'S$ in the western flank of the Altiplano. The geometry in depth of the studied flexure system is based on geometry of the thrusts in the Altos de Pica region [Victor *et al.*, 2004] and in the Arica region [García, 2002]. ALVZ and Moho are based on the works by Dorbath and Masson [2000], Masson *et al.* [2000], Yuan *et al.* [2000], and ANCORP Working Group [2003]. West dipping structure is based on the seismicity recorded in the Arica region [David *et al.*, 2002] and the Quebrada Blanca Bright Spot observed in the Altos de Pica region [ANCORP Working Group, 1999, 2003; Victor *et al.*, 2004].

1972; Naranjo and Paskoff, 1985; Uhlig *et al.*, 1996]. However, the region between the Tiliviche valley and Loa river presents a comparable incision degree in the Precordillera, although it still remains endorheic (Figure 16). North of the endorheic zone, the Coastal Cordillera elevation decreases. In the Camiña and Tiviliche valleys, knickpoint migrations can be observed in the Central Depression. They show that the incision of these valleys in the Precordillera is controlled by the elevation of the Central Depression and that it is not a consequence of a base level fall related to the shift from endorheic to exorheic drainage (Figure 16).

[56] We conclude that the headward incision from the sea is a process that may have contributed to the deepening of valleys north of $19^{\circ}30'S$, but that it does not explain the beginning of incision in valleys south of the Camarones river. Therefore other process must have triggered the incision there. We argue that the incision was triggered by the westward tilting of the Precordillera: the shift from extended fluvial-alluvial fans deposition to dissection in the Precordillera results from the increasing slope of the western flank of the Precordillera. The westward progradation of alluvial fans, as well as degradational terraces developed in the western Precordillera and Central Depression are evidences of relative base

level lowering, that can only result from the relative surface uplift of the Western Cordillera because the drainage system remains closed to the sea. The facies of the EDF suggests giant (more than 40 km long) braided fluvial fan deposition. According to the models of Stanistreet and McCarthy [1993], this kind of fans normally deposit on gentle slopes ($<1^{\circ}$). The present-day slope of the Precordillera, in contrast, varies between 2 and 4° . Moreover, Gregory-Wodzicki *et al.* [1998] show that the Altiplano and Western Cordillera elevation increased significantly during the late Miocene. Since that period is not marked by important thrust fault activity in the Precordillera, it is probable that the relative uplift of the Cordillera was accommodated by the westward tilting of the western flank of the chain, as already suggested by Lamb *et al.* [1997] (see section 5.4).

[57] Kiefer *et al.* [1997] constrained the age of pediplain dissection in the Precordillera at $21^{\circ}40'S$ (catchment of the Arcas fan) between 7.3 ± 0.2 Ma and 6.8 ± 0.2 Ma. On the basis of the age of a cineritic level located in the limit between the Coastal Cordillera and Central Depression ($19^{\circ}32.5'S/69^{\circ}57.4'W$, see Figure 16), Naranjo and Paskoff [1985] suggested that the incision on Tiliviche valley would have begun after 5.5 Ma. This level is located west of the knickpoint that migrates from the

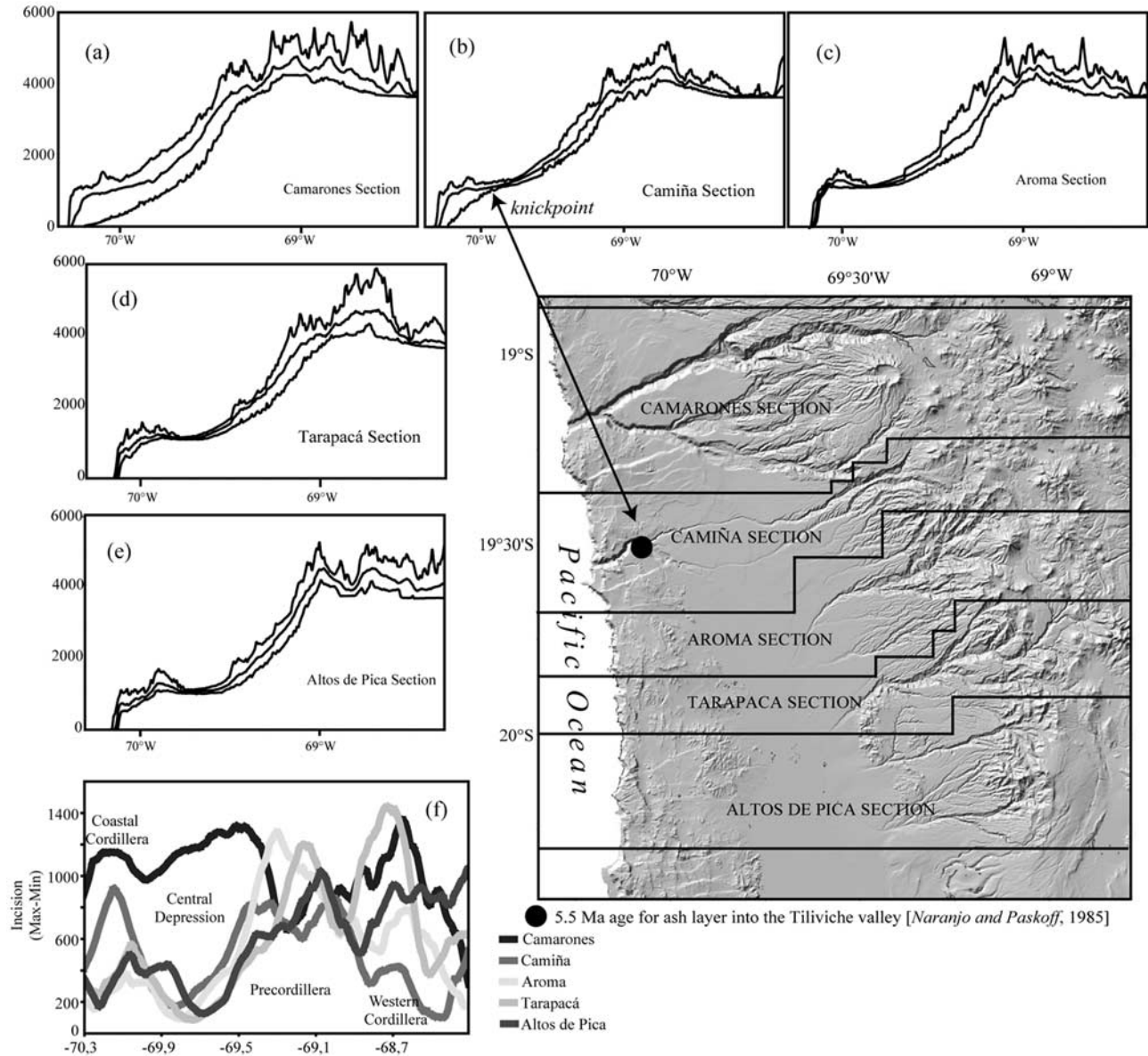


Figure 16. (a–e) W-E topographic profiles showing the minimum, mean, and maximum elevation for each section. (f) Comparison of incision level (maximum-minimum) for each section. It can be observed that the Camarones section and the Camiña section display a greater incision level in the Coastal Cordillera than other sections located into the endorheic zone. Nevertheless, the incision in the Precordillera is similar for all sections. The Camiña section exhibits a knickpoint resulting from the superposition of valley formation related to the seaward drainage opening over the erosion in the Precordillera. This proves that incision in the Precordillera does not result from the opening of the hydrologic system to the Pacific Ocean in that valley.

Pacific coast to the east through the Camiña and Tiliviche valleys (Figure 16). Therefore the 5.5 ± 0.6 Ma age would mark the older age for the beginning of incision related the drainage opening, at least in this valley. These dates confirm that the westward tilting had begun after 8 Ma, that is, when the shortening accommodated by the WTS slowed down. They also suggest that the change in the tectonic behavior of the North Chilean forearc was contemporaneous with the shift of the shortening from the

Eastern Cordillera to the sub-Andean Zone [Victor *et al.*, 2004].

5.3. Contribution of the Precordillera Flexure System and Westward Tilting to the Surface Uplift of the Western Flank of the Altiplano

[58] The ~ 2000 m relative surface uplift associated to the flexure system studied here is greater than that observed

north of the Aroma region [García, 2002; Pinto *et al.*, 2004], but slightly smaller than that observed to the south, in the Altos de Pica region [Victor *et al.*, 2004]. The surface elevation of the western flank of the Altiplano is almost constant along northern Chile, suggesting that the uplift related to the activity of the WTS could be underestimated in some places where the Cenozoic cover and its deformation are not well exposed [Pinto *et al.*, 2004].

[59] For estimating the contribution of the west vergent contractional structures on the surface uplift of the Chilean western side of the Altiplano, is necessary to take into account the paleoelevation and the paleorelief of the forearc before the beginning of the late Cenozoic uplift.

[60] In southernmost Peru, Tosdal *et al.* [1984] indicated that the Coastal Cordillera and Central Depression were close to the sea level during the Oligocene. The unconformity between the late Cenozoic series and the substratum (the “Choja Pediplain” of Galli [1967]) in the Precordillera and Central Depression of northern Chile can be considered, according to our observations, the observations by Galli [1967] and Tosdal *et al.* [1984], as well as the seismic profile shown by Victor *et al.* [2004], as a rather flat surface, even though there are some areas where the unconformity presents some irregularities that would correspond to local valley development during lower Oligocene times [Tosdal *et al.*, 1984; Fariás *et al.*, 2003]. The present-day elevation of this unconformity is not well constrained. Drill wells cut in the Central Depression indicate that the Mesozoic-late Cenozoic unconformity is located between 500 and 300 m asl; however, these wells were made in places where seismic reflection data detected topographic highs probably related to substratum structures [Mordojovich, 1965]. The seismic profile published by Victor *et al.* [2004] reveals that this unconformity in the Central Depression, west of the Altos de Pica region is located between 0 and 500 m asl. In this way, we can consider that this unconformity in the Central Depression and Precordillera underwent a 0–500 m of surface uplift since the Oligocene.

[61] In the Western Cordillera at the Arica region, Charrier *et al.* [1994], using the palinologic and paleobotanic content of the Chucal Formation as a paleoclimatic tool, estimated that this formation was deposited under paleoecological conditions controlled by a mean altitude of 1000 ± 200 m asl, whereas its present-day altitude is about 4200 m asl. Muñoz and Charrier [1996] indicate that the 3200 ± 200 m of surface uplift were registered before 4.8 Ma.

[62] In this way, we can consider that the surface over which the late Cenozoic series deposited corresponded to an almost unincised surface close to the sea level in the Coastal Cordillera reaching roughly to 1000 m asl in the Western Cordillera.

[63] Therefore we estimate that the Western Cordillera underwent a surface uplift of 2500–3400 m with respect to the Central Depression during the late Cenozoic. Considering that the WTS in the Aroma region accommodates about 2000 m of this uplift, then the remaining 500–1400 m should have been accommodated by other processes. We propose that this remaining 500–1400 m of relative surface

uplift resulted from the westward tilting of the forearc. The incision observed in the Precordillera of the Camiña and Aroma region (600–800 m) is within this range, providing more evidences for the link between incision and tilting. If the tilting extends from the Central Depression to the Western Cordillera, then it should be necessary about 1° to accommodate 1 km of relative uplift. Several hundreds of kilometers to the south, in the southern Atacama desert ($26\text{--}27^\circ\text{S}$), Riquelme [2003] also propose a post-10 Ma westward tilting of about 1° for explaining the incision of the Precordillera: Analyzing pre-Miocene river valley profiles, Riquelme [2003] showed that the tilting has been smaller than the value of 3° suggested by Lamb *et al.* [1997]. In fact, if we consider a 80-km-long tilted zone (approximate distance between the western Central Depression and the Western Cordillera according to the length of the west dipping seismological structure observed by David *et al.* [2002] and Comte *et al.* [2003a]), then 3° of tilting would result in more than 4000 m of relative surface uplift of the Western Cordillera, which is too much, taking into account the relative uplift accommodated by the WTS.

5.4. Pliocene-Recent Strike-Slip Motion and Strain Partitioning

[64] The crustal strain related to the seismic activity registered in 2001 and 2002 in the Aroma region differs from that accumulated on the WTS during Oligocene-Neogene times, even though the Aroma earthquake would have occurred along the same fault that propagates upward as the Aroma flexure. In the Altos de Pica region, Victor *et al.* [2004] found evidences of N-S strike-slip motion and pull-apart basin formation with NW-SE extension bordering the Salar de Huasco, which would have begun in the late Pliocene. Although we did not find either geological or geomorphological evidence of surface deformation related to strike-slip motion around the zone where the seismic activity took place, the focal mechanisms of the Aroma and Chusmiza earthquakes correlate with the strike-slip deformation observed in the Altos de Pica region, which could represent the present-day crustal state of that part of the Precordillera (Figure 17).

[65] In contrast, north of Aroma, David *et al.* [2002] revealed that the deep forearc of the Arica region ($18^\circ\text{--}19^\circ\text{S}$) undergoes ENE-WSW shortening associated with the activity of east vergent thrusts (Figure 17). The p axis mechanism of the Aroma earthquake, the Pliocene-Recent σ_1 direction estimated in the Altos de Pica [Victor *et al.*, 2004], and the maximum stress axis calculated by David *et al.* [2002] in the Arica region are almost parallel to the present-day plate convergence direction (Figure 17).

[66] Compressive active tectonic regime is observed north of the change in the trend of the Precordillera structures ($\sim 19^\circ 30'\text{S}$), while strike slip is observed to the south. In this case, transition from strike-slip to thrust-slip faults could result from the different obliquity of the structures with respect to the plate convergence direction: North of the Aroma region, structures are almost orthogonal to the convergence, favoring ENE-WSW shortening; south

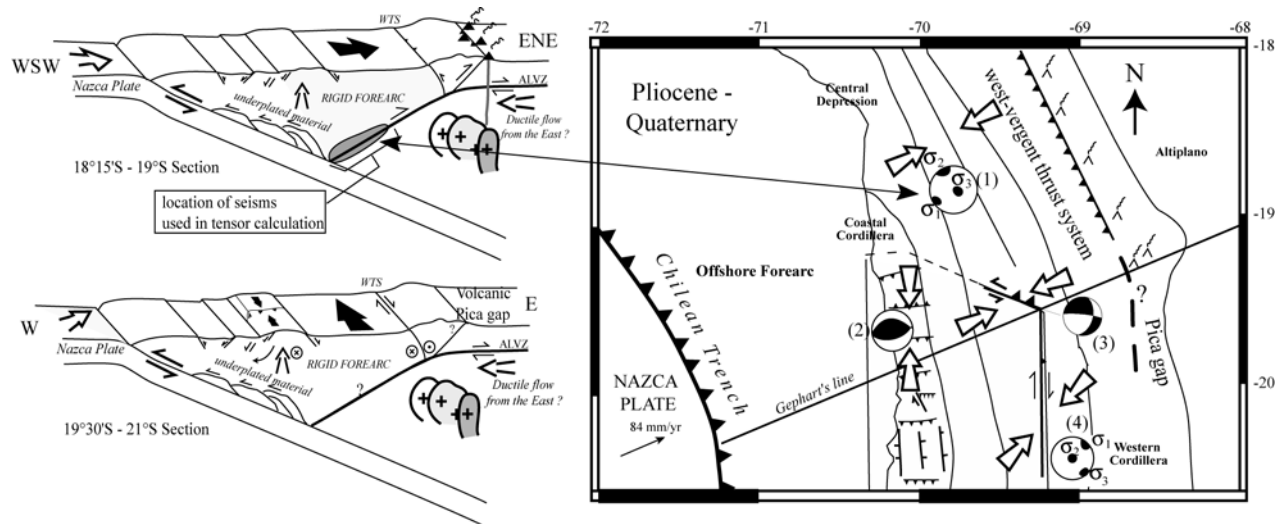


Figure 17. Present-day tectonic regime of the western flank of the Altiplano in northern Chile. The stress tensor calculated north of 19°S (1) was determined by *David et al.* [2002] based on the crustal seismicity located between 30 and 60 km depth. On the basis of the kinematic analysis of E-W thrusts located in the Coastal Cordillera, *Allmendinger et al.* [2005] determined N-S shortening (2). In the eastern side of the Precordillera in the Altos de Pica region, *Victor et al.* [2004] found evidences of N-S dextral motion and pull-apart development with an NW-SE extension (4). The focal mechanisms determined by the Harvard CMT for the Aroma and Chusmiza earthquakes (3) show an equivalent strain regime as the Altos de Pica region.

of 19°30'S, in contrast, structures are slightly oblique to the convergence, and strike-slip faulting occurs (Figure 17). The stress regime observed by *David et al.* [2002] may also, however, reflect the horizontal shortening prevailing in the lower crust, while the strike slip could correspond to superficial deformation.

[67] The Coastal Cordillera between 19°S and 21°30'S is the highest segment of this range in northern Chile. Along this belt, extensional deformation is documented by ~N-S normal faults [e.g., *González et al.*, 2003] (see Figure 17). Similar active normal faults are observed along the whole Chilean coast, especially where the distance between the coast and the trench is small, suggesting they are the consequence of crustal underplating resulting from the Nazca plate subduction [e.g., *Adam and Reuther*, 2000; *Delouis et al.*, 1998; *Ortlieb et al.*, 1996]. On the other hand, several ~E-W thrusts accommodated about 3 km of shortening between the Camarones and Loa river valleys (19°–21°15'S) since the latest Miocene [*Allmendinger et al.* [2005] (Figure 17). In the Precordillera, the Soga fault (~19°25'S) also accommodates NNE-SSW shortening and ESE-WNW sinistral strike-slip motion, a few kilometers north of the changing trend of the Precordilleran structures. Furthermore, between the same latitudes, the Central Depression exhibits a southward tilting (Figure 6), which would have begun after 7 Ma.

[68] The strain partitioning observed in the forearc between 19°S and 21°30'S could reflect the particular rigid rheology of the crustal forearc and its strong coupling within the interplate zone, the obliquity of the plate convergence direction and the geometry of the plate boundary.

There, the continental margin is concave toward the subducting plate, what should facilitate the N-S shortening due to a “buttress effect” [*Beck*, 1991]; south of *Gephart's* [1994] symmetry plane, the forearc would be displaced to the north as a result of the oblique convergence of the Nazca and South America plates (Figure 17, see also the model of *Bevis et al.* [2001]). This motion would explain the N-S shortening observed in the Coastal Cordillera and the strike-slip deformation affecting the Precordillera (Figure 17).

[69] Similar strain partitioning is observed in the southern central Andes forearc (~37°S–42°S) where the Central Depression exhibits ~N-S shortening and the intra-arc zone is dominated by transpressive N-S strike-slip motion along the Liquiñe-Ofqui fault zone, where the continental margin is also concave toward the ocean [*Lavenu and Cembrano*, 1999].

5.5. Geodynamic Evolution and Origin of the Uplift in the Western Side of the Altiplano

[70] The uplift accommodated by the WTS cannot be explained as an isolate process due to the small shortening registered in the western Altiplano. *Victor et al.* [2004] observe that the surface uplift of the Western Cordillera with respect to the Central Depression did not result in significant tectonic subsidence of the forearc, and they conclude that the relative uplift of the Western Cordillera must have been accompanied by crustal thickening under that part of the central Andes. The maximum relative uplift rates that occurred between the late Oligocene and the middle Miocene along the Precordillera were coeval with the produc-

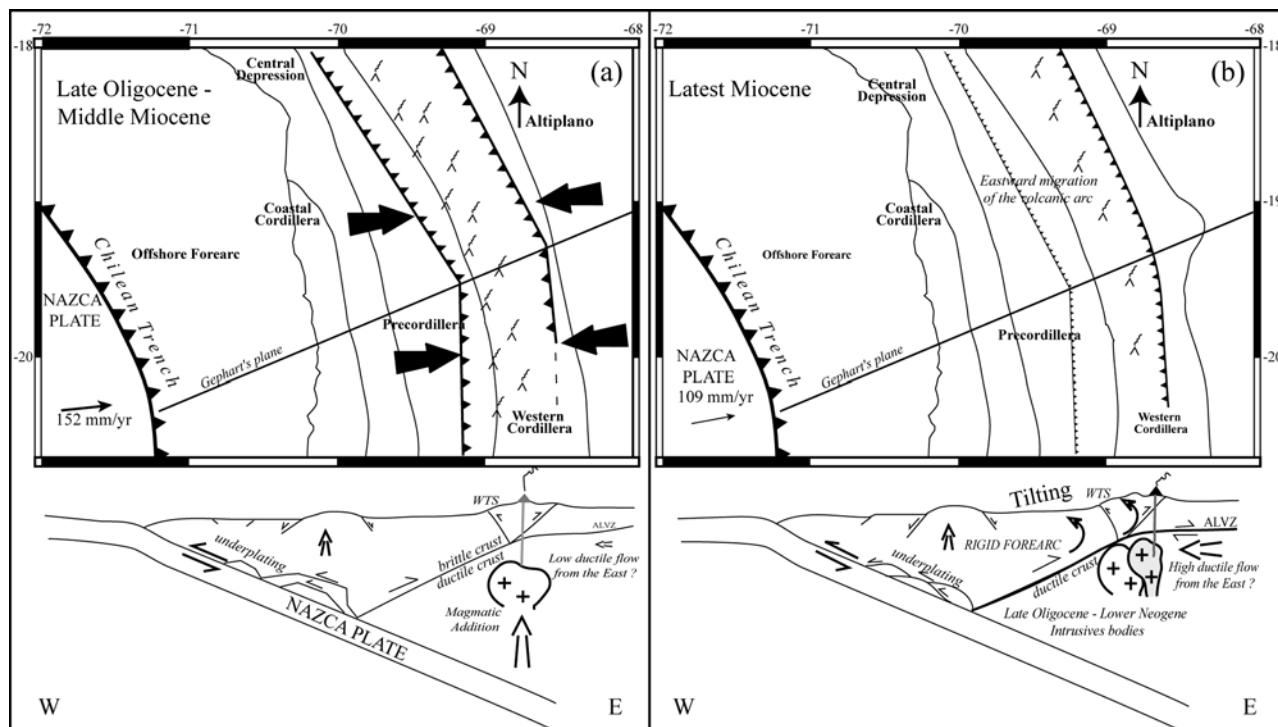


Figure 18. Schematic evolution of the uplift of the western side of the Altiplano in northern Chile. (a) Tectonic situation between 26 and 8 Ma, where rapid and orthogonal plate convergence was the main tectonic feature. During this time, large volumes of magma were emplaced below the Precordillera and Western Cordillera. Little ductile flow of the lower crust is expected for this time. (b) Tectonic situation in the latest Miocene. At this time, nearly 1–3 km of surface uplift occurred within the Altiplano as a result of crustal thickening, probably triggered by the hypothetical ductile flow of the lower crust coming from the sub-Andean zone to the Altiplano. This uplift is marked by westward forearc tilting. Morphologic units (trench, coastline, Coastal Cordillera, Central Depression, Precordillera, and Western Cordillera) are reported in their present-day location. Plate convergence vector is after Somoza [1998].

tion of great volumes of magma in the present-day forearc and large rate of shortening in the eastern Altiplano [Gubbels et al., 1993; Hérial et al., 1996; Lamb and Hoke, 1997; Lamb et al., 1997; Sempere et al., 1990] (Figure 18a). In this way, the activity of the WTS could correspond to the upper crustal tectonic accommodation of these two processes that may have resulted in crustal thickening below the central Andes.

[71] During the late Oligocene and Neogene, before 8 Ma, the deformation of the here studied system of flexures resulted in almost 2 km of surface uplift of the Western Cordillera with respect to the Central Depression. It is probable that during that period most of the relative uplift of the Western Cordillera was accommodated by the WTS (Figure 18a). As previously mentioned, during the same period, thrust faults were active on the eastern side of the Western Cordillera (Figure 18a), within the Altiplano and the Eastern Cordillera. However, crustal shortening within the Altiplano was not intense enough to explain the present-day Moho depth and topographic altitude of the high plateau [e.g., Husson and Sempere, 2003]. Gregory-Wodzicki [2000] notes, indeed, that the altitude of the high plateau was significantly lower than the present-day elevation 10 Myr ago, although this epoch marks the end of the

compressive tectonic activity at the surface of the plateau and its shift to the sub-Andean zone [e.g., Gregory-Wodzicki, 2000; Gubbels et al., 1993].

[72] In fact, crustal thickening resulting from the tectonic shortening and/or magmatic accretion warms up and hence diminishes the viscosity of the lower crust. Lower viscosity, in turn, facilitates the development of lateral ductile fluxes within lower crustal levels that homogenizes the thickness of the crust below the orogen and result in the formation of high plateau [Bird, 1991; Husson and Sempere, 2003]. This process may explain why, although most of the superficial crustal shortening accommodated within the central Andes from circa 10 Ma concentrated in the sub-Andean ranges [Gubbels et al., 1993], underthrusting of the Brazilian Craton resulted in a general surface uplift of the entire width of the orogen. Indeed, the direct link of the ALVZ to the basal detachment under the eastern flank of the Altiplano probably separating crustal shortening in an upper crust imbricate belt from a mechanically weakened deeper crust [Yuan et al., 2000] supports the tectonic relevance of the presence of mechanically decoupled zones within the crust during the central Andes plateau development. Following Lamb et al. [1997] or Husson and Sempere [2003], we think that the tremendous late Neogene uplift reported

for the Altiplano by *Gregory-Wodzicki* [2000] resulted from a huge deep ductile mass transfer that may also have contributed, in a minor amount, to an additional uplift of the Western Cordillera. *Tassara* [2005] suggests that the high rigidity of the forearc region, resulting from the thermomechanical coupling with the cold subducted slab, forces this lower crustal flow coming from the east to be accumulated below the Altiplano, the Western Cordillera and the west dipping plane below the forearc. This process should be responsible for the westward tilting of the western flank of the Altiplano observed in northern Chile and that, moreover, was coeval with the huge surface uplift of the plateau.

[73] To conclude, we suggest that the late Oligocene-Neogene tectonic evolution of the forearc around the Aroma region has been split into two periods: (1) the beginning of the underthrusting of the Brazilian Craton below the sub-Andean zone coincided with the end of surface shortening within the Altiplano, the Eastern Cordillera and the Western Cordillera. It marked the end of the rapid relative uplift accommodated by the WTS (Figure 18a); and (2) the further surface uplift of the Western Cordillera could be explained as a result of deep crustal ductile mass transfer and/or magmatic accretion, and it would have been essentially accommodated in the surface by the subtle tilting of a wide part of the forearc (Figure 18b). Meanwhile, the tectonic regime accommodated by the WTS changed to become essentially transcurrent (Figure 17), which may be as a result of the increasing elevation of the region which would oppose horizontal shortening [e.g., *Dalmayrac and Molnar*, 1981], as well as the increase in the obliquity of the plate convergence vector since the Pliocene [*Somoza*, 1998].

6. Conclusions

[74] Since late Oligocene times, the western flank of Altiplano in northern Chile underwent important surface uplift related to contractional strain, which was mainly accommodated by west vergent thrusts propagating into west dipping monocline folds (flexures). During the growth of folding, large amount of ignimbrites and coarse conglomerates were emplaced above a major erosional sub-planar surface developed during Oligocene that *Galli's* [1967] early work already described as “The Choja Pediplain”. These syntectonic deposits were progressively deformed by the growing flexures, forming spectacular growth strata that allow us to determine amounts and rates of relative uplift. Although we considered the 26 Ma age as the beginning of the activity along the flexures, the onset of deformation could be as old as ~30 Ma, according to the studies of *Sempere et al.* [1990], *García* [2002] and *Victor et al.* [2004]. Since then, ~2 km of relative surface uplift has been accommodated by the WTS in the studied region.

[75] On the basis of seismological, geophysical and geological works, we suggest that the structural configuration of the western flank of the Altiplano in northern Chile, at least between 18°S and 21°S, corresponds to a crustal-scale fault bend fold, consisting of a main west dipping ramp extended from the Wadati-Benioff zone beneath the Coastal Cordillera to the Western Cordillera, continuing as a

flat discontinuity farther east below the Altiplano (ALVZ). On the tip of the ramp, at 20–30 km depth, both west and east vergent thrusts emerge to the surface, accommodating the uplift in the upper brittle crust.

[76] We can separate the evolution of the western flank of the Altiplano into two periods:

[77] 1. The major relative surface uplift occurred between late Oligocene and middle Miocene (26–8 Ma) at a rapid uplift rate of ~0.10 mm/yr, coeval with volcanic activity in the Precordillera, widely distributed conglomerate deposition on the forearc, a large rate of shortening within the Altiplano and Eastern Cordillera, and rapid and normal plate convergence. As observed by *Victor et al.* [2004], the relative uplift of the Western Cordillera did not result in significant subsidence of the forearc, which means that the uplift was accompanied by crustal thickening due to tectonic shortening and magmatic addition.

[78] 2. Since 8 Ma, the uplift rates related to the WTS diminished to 0.02 mm/yr. At this time, the volcanic activity shifted from the Precordillera to its present-day location in the Western Cordillera, hyperarid condition settles along the forearc of northern Chile, and started the incision in the Precordillera related to westward tilting of the forearc. Tilting contributed 500–1000 m to the surface uplift. Meanwhile, the WTS, at least south of 19°20'S, accommodated N-S dextral strike-slip motion, while along the Coastal Cordillera, between 19° and 21°30'S, about 3 km of N-S shortening occurs [*Allmendinger et al.*, 2005].

[79] After 10 Ma and the shifting of active shortening from the plateau and Eastern Cordillera to the sub-Andean zone, the whole Altiplano underwent 1–3 km of surface uplift. This uplift probably resulted partly from crustal thickening triggered by the underthrusting of the Brazilian Craton below the sub-Andean zone and the increase of a proposed lateral ductile flow within the lower crust that would homogenize the crustal thickness on the entire Altiplano. Following the models of *Lamb et al.* [1997], we argue that this flow would be the responsible for the westward forearc tilting, which occurred during this time.

[80] The transurrence and strain partitioning that now prevail along the forearc between 19° and 21°30'S would be the consequence of an increase in the obliquity of the plate convergence vector since the Pliocene [*Somoza*, 1998], favored by the rigid forearc rheology, strong coupling of the interplate zone, “buttress effect” due to the westward concavity of the continental margin and WTS around the *Gephart's* [1994] symmetric plane of the central Andes, as well as the high elevation of the region that opposes horizontal shortening.

[81] **Acknowledgments.** This study was funded partially by grant FONDECYT 1020104 to Diana Comte and the Institut de Recherche pour le Développement (IRD, France). This research is part of the international collaboration agreement between the Universidad de Chile (Departamento de Geología and Departamento de Geofísica) and the IRD. The authors wish to thank the following colleagues for valuable help during this work: César Arriagada, Laurence Audin, Claire David, Marcelo García, Muriel Gerbault, Mario Pardo, Luisa Pinto, Rodrigo Riquelme, Pierrick Roperch, and Andrés Tassara. Special thanks to Mark Jessel for improving the English text. This article was greatly improved by the diligent reviews of Onno Oncken, Fritz Schlunegger, Simon Lamb, and Barbara Carrapa.

References

- Adam, J., and C.-D. Reuther (2000), Crustal dynamics and active fault mechanics during subduction erosion. Application of frictional wedge analysis on to the North Chilean Forearc, *Tectonophysics*, *321*, 297–325.
- Allmendinger, R. W., T. E. Jordan, S. M. Kay, and B. Isacks (1997), The evolution of the Altiplano-Puna Plateau of the central Andes, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, *25*, 139–174.
- Allmendinger, R. W., G. González, J. Yu, G. Hoke, and B. Isacks (2005), Trench-parallel shortening in the northern Chilean Forearc: Tectonic and climatic implications, *Geol. Soc. Am. Bull.*, *117*, 89–104.
- Ameen, M. S. (1988), Forced folding of layered cover due to dip-slip, basement faulting, Ph.D. thesis, Univ. of London, London.
- ANCORP Working Group (1999), Seismic reflection image revealing offset of Andean subduction-zone earthquake locations into oceanic mantle, *Nature*, *397*, 341–345.
- ANCORP Working Group (2003), Seismic imaging of a convergent continental margin and plateau in the Central Andes (Andean Continental Research Project 1996 (ANCORP'96)), *J. Geophys. Res.*, *108*(B7), 2328, doi:10.1029/2002JB001771.
- Baby, P., P. Rochat, G. Mascle, and G. Hérail (1997), Neogene shortening contribution to crustal thickening in the back arc system of the Bolivian Orocline (central Andes), *Geology*, *25*, 883–886.
- Beck, M. S. (1991), Coastal transport reconsidered: Lateral displacements in oblique subduction zones, and tectonic consequences, *Phys. Earth Planet. Inter.*, *68*, 1–8.
- Beck, S. L., and G. Zandt (2002), The nature of orogenic crust in central Andes, *J. Geophys. Res.*, *107*(B10), 2230, doi:10.1029/2000JB000124.
- Bevis, M., E. Kendrick, R. Smalley Jr., B. Brooks, R. Allmendinger, and B. Isacks (2001), On the strength of interplate coupling and the rate of back arc convergence in the central Andes: An analysis of the interseismic velocity field, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, *2*(11), doi:10.1029/2001GC000198.
- Bird, P. (1991), Lateral extrusion of lower crust from under high topography in isostatic limit, *J. Geophys. Res.*, *96*, 10,275–10,286.
- Burbank, D., and R. S. Anderson (2001), *Tectonic Geomorphology*, 274 pp., Blackwell Sci., Malden, Mass.
- Burbank, D., and J. Vergés (1994), Reconstruction of topography and related depositional systems during active thrusting, *J. Geophys. Res.*, *99*, 20,281–20,297.
- Charrier, R., N. Muñoz, and S. Palma-Heldt (1994), Edad y contenido paleoflorístico de la Formación Chuca y condiciones paleoclimáticas para el Oligoceno Tardío-Mioceno Inferior en el Altiplano de Arica, Chile, paper presented at 7th Congreso Geológico Chileno, Dep. de Cienc. de la Tierra, Univ. de Concepción, Concepción, Chile.
- Charrier, R., G. Hérail, J. J. Flynn, R. Riquelme, M. García, D. Crift, and A. Wyss (1999), Opposite thrust-vergencies in the Cordillera and Western Cordillera in northern Chile and structural linked Cenozoic paleoenvironmental evolution, paper presented at 4th International Symposium on Andean Geodynamics, Inst. Fr. de Rech. Sci. pour le Dev. en Coop. (ORSTOM), Goettingen, Germany.
- Charrier, R., G. Hérail, J. J. Flynn, R. Riquelme, M. García, D. Croft, and A. Wyss (2000), El Cordón Chapiquiña-Belén en el borde occidental del Altiplano chileno: Significado paleogeográfico y contexto tectónico regional, paper presented at 9th Congreso Geológico Chileno, Serv. Nac. de Geol. y Miner., Puerto Varas, Chile.
- Charrier, R., A. Chávez, S. Elgueta, G. Hérail, J. J. Flynn, D. Croft, A. Wyss, and M. García (2002), Rapid tectonic and paleogeographic evolution: The Chuca Anticline, Altiplano de Arica, northern Chile, paper presented at 5th International Symposium on Andean Geodynamics, Inst. de Rech. pour le Dév. (IRD), Toulouse, France.
- Coira, B., J. Davidson, C. Mpodozis, and V. Ramos (1982), Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile, *Earth Sci. Rev.*, *18*, 303–332.
- Comte, D., and M. Pardo (1991), Reappraisal of the great historical earthquake in the northern Chile and southern Peru seismic gaps, *Nat. Hazard*, *4*, 23–44.
- Comte, D., et al. (2001), Analysis of the 24 July 2001 shallow earthquake $M_w = 6.3$ recorded in the northern Chile Altiplano, *Eos Trans. AGU*, *82*(47), Fall Meet. Suppl., Abstract S52A-0616.
- Comte, D., C. Dorbath, R. Boroscchek, L. Dorbath, B. Glass, E. Correa, C. Meneses, A. Cruz, H. Haessler, and M. Frogneux (2002), Shallow seismicity around the Arica bend in western Altiplano piedmont, *Eos Trans. AGU*, *83*(47), Fall Meet. Suppl., Abstract S71C-1112.
- Comte, D., C. Dorbath, L. Dorbath, M. Fariás, C. David, H. Haessler, B. Glass, E. Correa, I. Balmaceda, A. Cruz, and L. Ruz (2003a), Distribución temporal y en profundidad de la réplicas del sismo superficial de Aroma, Norte de Chile del 24 de Julio de 2001, paper presented at 10th Congreso Geológico Chileno, Univ. de Concepción, Concepción, Chile, 6–10 Oct.
- Comte, D., H. Tavera, C. David, D. Legrand, L. Dorbath, A. Gallego, J. Pérez, H. Haessler, E. Correa, and A. Cruz (2003b), Seismotectonic characteristics around the Arica bend, central Andes (16°S–20°S): Preliminary results, *Eos Trans. AGU*, *84*(46), Fall Meet. Suppl., Abstract S41A-05.
- Dalmayrac, B., and P. Molnar (1981), Parallel thrust and normal faulting in Peru and constraints on the state of stress, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *55*, 473–481.
- David, C., J. Martinod, D. Comte, G. Hérail, and H. Haessler (2002), Intracontinental seismicity and Neogene deformation of the Andean forearc in the region of Arica (18.5°S–19.5°S), paper presented at 5th International Symposium on Andean Geodynamics, Inst. de Rech. pour le Dév. (IRD), Toulouse, France.
- Delouis, B., H. Phillip, L. Dorbath, and A. Cisternas (1998), Recent crustal deformation in the Antofagasta region (northern Chile) and the subduction process, *Geophys. J. Int.*, *132*, 302–338.
- DeMets, C., R. Gordon, F. Argus, and S. Stein (1994), Current plate motions, *Geophys. J. Int.*, *101*, 425–478.
- Dingman, R. J., and C. Galli (1965), Geology and ground-water resources of the Pica area, Tarapaca Province, Chile, *U.S. Geol. Surv. Bull.*, *1189*, 113 pp.
- Dorbath, C., and F. Masson (2000), Composition of the crust and upper-mantle in the central Andes (19°30'S) inferred from P wave velocity and Poisson's ratio, *Tectonophysics*, *327*, 213–223.
- Fariás, M. (2003), Evolución morfo-tectónica cenozoica y la sismicidad superficial del piedemonte altiplánico chileno entre los 19°25'S–19°45'S, thesis, Dep. de Geol., Univ. de Chile, Santiago.
- Fariás, M., R. Charrier, D. Comte, J. Martinod, L. Pinto, and G. Hérail (2002), Active Late Cenozoic flexures in the Cordillera in northern Chile: Correlations with the shallow seismic activity, and implications for the uplift of the Altiplano, *Eos Trans. AGU*, *83*(47), Fall Meet. Suppl., Abstract T51A-1136.
- Fariás, M., R. Charrier, J. Martinod, D. Comte, and G. Hérail (2003), Interacción de los mecanismos de erosión, sedimentación, volcanismo y tectónica en el desarrollo morfológico del piedemonte altiplánico en la Región de Tarapacá durante el Cenozoico Superior, paper presented at 10th Congreso Geológico Chileno, Univ. de Concepción, Concepción, Chile, 6–10 Oct.
- Ford, M., E. Williams, and A. Artori (1997), Progressive evolution of a fault-related fold pair from growth strata geometries, Sant Llorenç de Morunys SE Pyrenees, *J. Struct. Geol.*, *19*, 413–441.
- Galli, C. (1957), Las formaciones geológicas en el borde occidental de la Puna de Atacama, sector de Pica, Tarapacá, *Minerales*, *12*, 14–26.
- Galli, C. (1967), Pediplain in northern Chile and the Andean uplift, *Science*, *158*, 653–655.
- Galli, C., and I. Dingman (1962), Cuadrángulos Pica, Alca, Matilla y Chacarilla, con un estudio sobre los recursos de agua subterránea, Provincia de Tarapacá, *Carta Geol. Chile*, *3*, 125 pp.
- Gansser, A. (1973), Facts and theories on the Andes, *J. Geol. Soc. London*, *129*, 93–131.
- García, M. (1996), Geología y estructura del borde del Altiplano occidental, en el área de Belén (Chile), thesis, Dep. de Geol., Univ. de Chile, Santiago.
- García, M. (2002), Évolution oligo-néogène de l'Altiplano Occidental (Arc et Avant-Arc du Nord du Chili, Arica): Tectonique, volcanisme, sédimentation, géomorphologie et bilan érosion-sédimentation, Ph.D. thesis, Univ. Joseph Fourier, Grenoble, France.
- García, M., and G. Hérail (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), *Rev. Geol. Chile*, *28*, 127–130.
- García, M., G. Hérail, and R. Charrier (1996), The Cenozoic forearc evolution in Northern Chile: The western border of the Altiplano de Belén (Chile), paper presented at 3rd International Symposium on Andean Geodynamics, Inst. Fr. de Rech. Sci. pour le Dev. en Coop. (ORSTOM), Saint Malo, France.
- García, M., G. Hérail, and R. Charrier (1999), Age and structure of the Oxaya antiline: A major feature of the Miocene compressive structure of northernmost Chile, paper presented at 4th International Symposium on Andean Geodynamics, Inst. Fr. de Rech. Sci. pour le Dev. en Coop. (ORSTOM), Göttingen, Germany.
- García, M., G. Hérail, R. Charrier, G. Mascle, M. Fornari, and C. Pérez de Arce (2002), Oligocene-Neogene tectonic evolution of the Altiplano of northern Chile (18–19°S), paper presented at 5th International Symposium on Andean Geodynamics, Inst. de Rech. pour le Dév. (IRD), Toulouse, France.
- Gaupp, R., A. Kött, and G. Wörner (1999), Palaeoclimatic implications of Mio-Pliocene sedimentation in the high-altitude intra-arc Lauca Basin of northern Chile, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, *151*, 79–100.
- Gephart, J. W. (1994), Topography and subduction geometry in the Central Andes: Clues to the mechanics of a non-collisional orogen, *J. Geophys. Res.*, *99*, 12,279–12,288.
- Gerbault, M., G. Hérail, and J. Martinod (2002), Numerical modelling of deformation processes in the Andes, paper presented at 5th International Symposium on Andean Geodynamics, Inst. de Rech. pour le Dév. (IRD), Toulouse, France.
- Gill, J. B. (1981), *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*, 390 pp., Springer, New York.
- González, G., J. Cembrano, D. Carrizo, A. Macci, and H. Schneider (2003), The link between forearc tectonics and Pliocene-Quaternary deformation of the Coastal Cordillera, northern Chile, *J. S. Am. Earth Sci.*, *16*, 321–342.
- Gregory-Wodzicki, K. (2000), Uplift history of central and northern Andes: A review, *Geol. Soc. Am. Bull.*, *112*, 1091–1105.
- Gregory-Wodzicki, K., W. C. Macintosh, and K. Velázquez (1998), Climatic and tectonic implications of the late Miocene Jakokhota flora, Bolivian Altiplano, *J. S. Am. Earth Sci.*, *11*, 533–560.

- Gubbels, T., B. Isacks, and E. Farrar (1993), High-level surfaces, plateau uplift and foreland development, Bolivian central Andes, *Geology*, *21*, 695–698.
- Haessler, H., et al. (2000), Shallow seismicity beneath the Altiplano piedmont, northern Chile: Preliminary results, *Eos Trans. AGU*, *81*(48), Fall Meet. Suppl., Abstract S21A-07.
- Harambour, S. (1990), Geología pre-cenozoica de la Cordillera de los Andes entre las quebradas Aroma y Juan de Morales, I Región, thesis, Dep. de Geol., Univ. de Chile, Santiago.
- Haschke, A., and A. Günther (2003), Balancing crustal thickening in arcs by tectonic vs. magmatic means, *Geology*, *31*, 933–936.
- Hérial, G., J. Oller, P. Baby, M. Bonhomme, and P. Soler (1996), Strike-slip faulting, thrusting and related basin in the Cenozoic evolution of the southern branch of the Bolivian Orocline, *Tectonophysics*, *259*, 201–212.
- Hoke, L., D. Hilton, S. Lamb, K. Hammerschmidt, and H. Friedrichson (1994), ³He evidence for a wide zone of active mantle melting beneath the central Andes, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *128*, 341–355.
- Husson, L., and T. Sempere (2003), Thickening the Altiplano crust by gravity-driven crustal channel flow, *Geophys. Res. Lett.*, *30*(5), 1243, doi:10.1029/2002GL016877.
- Isacks, B. L. (1988), Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian Orocline, *J. Geophys. Res.*, *93*, 3211–3231.
- Jordan, T. E., B. L. Isacks, R. W. Allmendinger, J. A. Brewer, V. Ramos, and C. J. Ando (1983), Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate, *Geol. Soc. Am. Bull.*, *94*, 341–361.
- Kay, S., and J. M. Abbruzzi (1996), Magmatic evidence for Neogene lithospheric evolution of the central Andes “flat-slab” between 30°S and 32°S, *Tectonophysics*, *259*, 15–28.
- Kay, S. M., C. Mpodozis, V. A. Ramos, and F. Munizaga (1991), Magma source variations for mid-late Tertiary magmatic rocks associated with a shallowing subduction zone and a thickening crust in the central Andes (28 to 33°S), *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.*, *265*, 113–137.
- Kay, S. M., C. Mpodozis, and B. Coira (1999), Neogene magmatism, tectonics, and mineral deposits of the central Andes (22 to 33°S), in *Geology and Ore Deposits of the Central Andes*, edited by B. J. Skinner, *Spec. Publ. SEPM Soc. Sediment. Geol.*, *7*, 27–59.
- Kiefer, E., M. J. Dorr, H. Ibbeken, and H.-J. Götze (1997), Gravity-based mass balance of an alluvial fan giant: The Arcas Fan, Pampa del Tamarugal, northern Chile, *Rev. Geol. Chile*, *24*, 165–185.
- Kley, J., and C. R. Monaldi (1998), Tectonic shortening and crustal thickness in the central Andes: How good is the correlation?, *Geology*, *26*, 723–726.
- Kley, J., C. R. Monaldi, and J. A. Salfity (1997), Along-strike segmentation of the Andean foreland: Causes and consequences, *Tectonophysics*, *301*, 75–94.
- Kono, M., Y. Fukao, and A. Yamamoto (1989), Mountain building in the central Andes, *J. Geophys. Res.*, *94*, 3891–3905.
- Kött, A., R. Gaupp, and G. Wörner (1996), 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), *Geol. Rundsch.*, *84*, 770–780.
- Lamb, S., and L. Hoke (1997), Origin of the high plateau in the central Andes, Bolivia, South America, *Tectonics*, *16*, 623–649.
- Lamb, S., L. Hoke, L. Kennan, and J. Dewey (1997), Cenozoic evolution of the central Andes in Bolivia and northern Chile, in *Orogens Through Time*, edited by J.-P. Burg and M. Ford, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, *121*, 237–264.
- Lavenu, A., and J. Cembrano (1999), Compressional and transpressional-stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in fore arc and intra-arc zones (Andes of central and southern Chile), *J. Struct. Geol.*, *21*, 1669–1691.
- Martinod, J., D. Comte, C. David, M. Vallée, G. Hérial, L. Audin, and M. Farías (2002), Superficial crustal seismicity in northern Chile and the seismic cycle on the Nazca subduction zone, paper presented at EGS XXVI General Assembly, Eur. Geol. Soc., Nice, France.
- Masson, F., C. Dorbath, C. Martinez, and G. Carlier (2000), Local earthquake tomography of the Andes at 20°S: Implications for the structure and building of the mountain range, *J. S. Am. Earth Sci.*, *14*, 3–19.
- McQuarrie, N. (2002), The kinematic history of the central Andean fold-thrust belt, Bolivia: Implications for building a high plateau, *Geol. Soc. Am. Bull.*, *114*, 950–963.
- McQuarrie, N., and P. G. DeCelles (2001), Geometry and structural evolution of the central Andean back-thrust belt, Bolivia, *Tectonics*, *20*, 669–692.
- Miall, A. D. (1985), Architectural-element analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits, *Earth Sci. Rev.*, *22*, 261–308.
- Miall, A. D. (1996), *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*, 582 pp., Springer, New York.
- Montecinos, F. (1963), Observaciones de Geología en el Cuadrángulo Campanani, Departamento de Arica, thesis, Dep. de Geol., 109 pp., Univ. de Chile, Santiago.
- Mordojovich, C. (1965), Reseña sobre las exploraciones de la ENAP en la zona norte, años 1956 a 1962, *Minerales*, *20*, 30 pp.
- Mortimer, C. (1980), Drainage evolution in the Atacama Desert of northernmost Chile, *Rev. Geol. Chile*, *11*, 3–28.
- Mortimer, C., and N. Saric (1972), Landform evolution in the coastal region of Tarapaca Province, Chile, *Rev. Géomorphol. Dyn.*, *21*, 2, 162–170.
- Mortimer, C., and N. Saric (1975), Cenozoic studies in northernmost Chile, *Geol. Rundsch.*, *64*, 395–420.
- Mortimer, C., E. Farrar, and N. Saric (1974), K-Ar ages from Tertiary lavas of the northernmost Chilean Andes, *Geol. Rundsch.*, *63*, 395–420.
- Mpodozis, C., and V. Ramos (1989), The Andes of Chile and Argentina, in *Geology of the Andes and Its Relation to Hydrocarbon and Minerals Resources*, *Earth Sci. Ser.*, vol. 11, edited by G. E. Erickson et al., pp. 59–90, Circum-Pac. Council for Energy and Miner. Resour., Houston, Tex.
- Muñoz, N., and R. Charrier (1996), Uplift of the western border of the Altiplano on a west-vergent thrust system, northern Chile, *J. S. Am. Earth Sci.*, *9*, 171–181.
- Muñoz, N., and P. Sepúlveda (1992), Estructuras compressivas con vergencia al oeste en el borde oriental de la Depresión Central, norte de Chile (19°15′S), *Rev. Geol. Chile*, *19*, 241–247.
- Naranjo, J. A., and R. Paskoff (1985), Evolución cenozoica del piedemonte andino en la Pampa del Tamarugal, norte de Chile (18°–21°S), paper presented at 4th Congreso Geológico Chileno, Dep. de Geocienc., Univ. Católica del Norte, Antofagasta, Chile.
- Ortlieb, L., C. Zazo, J. L. Goy, C. Hillaire-Marcel, B. Ghaleb, and L. Cournoyer (1996), Coastal deformation and sea-level changes in the northern Chile subduction area (23°S) during the last 330 ky, *Quat. Sci. Rev.*, *15*, 819–831.
- Pardo-Casas, F., and P. Molnar (1987), Relative motion of the Nazca (Farallón) and South American plates since Late Cretaceous time, *Tectonics*, *6*, 233–248.
- Parraguez, G. (1998), Sedimentología y geomorfología producto de la tectónica Cenozoica, en la Depresión Central, Pampa de Chaca, I Región Tarapacá, Chile, thesis, Dep. de Geol., Univ. de Chile, Santiago.
- Pinto, L. (1999), Evolución tectónica y geomorfológica Cenozoica del borde occidental del Altiplano y su registro sedimentario entre los 19°08′S–19°27′S (región de Tarapacá, Chile), thesis, Dep. de Geol., Univ. de Chile, Santiago.
- Pinto, L., G. Hérial, and R. Charrier (2004), Sedimentación sintectónica asociada a las estructuras Neógenas en la Precordillera de la zona de Moquella (19°15′S, norte de Chile), *Rev. Geol. Chile*, *31*, 19–44.
- Ramos, V. (1988), The tectonics of the central Andes: 30° to 33°S latitude, in *Processes in Continental Lithospheric Deformation*, edited by S. Clark and D. Burchfiel, *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.*, *218*, 31–54.
- Reutter, K.-J., P. Giese, H. J. Götze, E. Scheuber, K. Schwab, G. Schwarz, and P. Wigger (1988), Structure and crustal development of the central Andes between 21° and 25°S, in *The Southern Central Andes*, *Notes Earth Sci.*, vol. 17, edited by H. Bahlburg et al., pp. 231–261, Springer, New York.
- Riba, O. (1976), Syntectonic unconformities of the Alto Cardener, Spanish Pyrenees: A genetic interpretation, *Sediment. Geol.*, *15*, 213–233.
- Riquelme, R. (1998), Evolución tectonoosedimentaria Post-Oligocénica del borde occidental del Altiplano, entre Tignamar y el Salar de Surire, thesis, Dep. de Geol., Univ. de Chile, Santiago.
- Riquelme, R. (2003), Evolution geomorphologique neogene de Andes centrales du Desert d’Atacama (Chili): Interaction tectonique-climat, Ph.D. thesis, Univ. Paul Sabatier, Toulouse, France.
- Riquelme, R., and G. Hérial (1997), Discordancias progresivas en el Cenozoico Superior del borde occidental del Altiplano de Arica: Implicancias en la interpretación tectónica de la Cordillera Occidental, paper presented at 8th Congreso Geológico Chileno, Departamento de Ciencias Geológicas, Univ. Católica del Norte, Antofagasta, Chile.
- Roeder, D. (1988), Andean-age structure of Eastern Cordillera (province of La Paz, Bolivia), *Tectonics*, *7*, 23–39.
- Rutland, R. W. R. (1971), Andean orogeny and sea floor spreading, *Nature*, *233*, 252–255.
- Salas, R., R. Kast, F. Montecinos, and I. Salas (1966), Geología y recursos minerales del Departamento de Arica, Provincia de Tarapacá, *Bol. 21*, 130 pp., Inst. de Invest. Geol., Santiago, Chile.
- Sayés, J. (1978), Cuadrángulo Guaviña, provincia de Iquique, I region, scale 1:50,000, 43 pp., Inst. de Invest. Geológicas, Santiago, Chile.
- Schmitz, M. (1994), A balanced model of the southern central Andes, *Tectonics*, *13*, 484–492.
- Sempere, T., G. Hérial, J. Oller, and M. Bonhomme (1990), Late Oligocene-early Miocene major tectonic crisis and related basins in Bolivia, *Geology*, *18*, 946–949.
- Sheffels, B. (1990), Lower bound on the amount of crustal shortening in the central Bolivian Andes, *Geology*, *18*, 812–815.
- Somoza, R. (1998), Updated Nazca (Farallones)-South America relative motions during the last 40 My: Implications for mountain building in the central Andes region, *J. S. Am. Earth Sci.*, *11*, 211–215.
- Stanistreet, I. G., and T. S. McCarthy (1993), The Okavango Fan and the classification of subaerial fans, *Sediment. Geol.*, *85*, 114–133.
- 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. (doi:10.1016/j.tecto.2004.12.014)
- Tobar, A., R. Salas, and R. Kast (1968), Cuadrángulos Camaraca y Azapa, Provincia de Tarapacá, *Carta Geol. Chile*, *19–20*, 13 pp.
- Tosdal, R., A. Clark, and E. Farrar (1984), Cenozoic polyphase landscape and tectonic evolution of the Cordillera Occidental, southernmost Peru, *Geol. Soc. Am. Bull.*, *95*, 1318–1332.
- Uhlig, D., H. Seyfried, G. Wörner, I. Kohler, and W. Schröder (1996), Landscape evolution in Northernmost Chile (18.5°–19.5°): Implications in the tectonic, sedimentary, and magmatic history of the central Andes, paper presented at 3rd International Symposium on Andean Geodynamics, Inst. Fr. de Rech. Sci. pour le Dev. en Coop. (ORSTOM), St. Malo, France.

- Victor, P., O. Oncken, and J. Glodny (2004), Uplift of the western Altiplano plateau: Evidence from the Precordillera between 20° and 21°S (northern Chile), *Tectonics*, 23, TC4004, doi:10.1029/2003TC001519.
- Viteri, E. (1979), Geología y recursos minerales de la Formación Huaylas en el Altiplano de Arica, paper presented at 2nd Congreso Geológico Chileno, Inst. de Invest. Geol. de Chile, Arica.
- Vögel, S., and T. Vila (1980), Cuadrángulos Arica y Poconchile, Región de Tarapaca, *Carta Geol. Chile*, 35, 24 pp.
- Weaver, B. L., and J. Tarney (1984), Empirical approach to estimating the composition of the continental crust, *Nature*, 310, 575–577.
- Whitman, D., B. L. Isacks, and S. M. Kay (1996), Lithospheric structure and along-strike segmentation of the central Andes Plateau: Seismic Q , magmatism, flexure, topography and tectonics, *Tectonophysics*, 259, 29–40.
- Wörner, G., and H. Seyfried (2001), Reply to the comment by M. García and G. Hérail 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), *Rev. Geol. Chile*, 28, 131–137.
- Wörner, G., K. Hammerschmidt, F. Henjes-Kunst, J. Lezaun, and H. Wilke (2000), Geochronology ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, 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, *Rev. Geol. Chile*, 27, 205–240.
- Yuan, X., et al. (2000), Subduction and collision processes in the central Andes constrained by converted seismic phases, *Nature*, 408, 958–961.

R. Charrier and M. Fariás, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Casilla 13518, Correo 21, Santiago, Chile. (mfarias@dgf.uchile.cl)

D. Comte, Departamento de Geofísica, Universidad de Chile, Casilla 2777, Correo 21, Santiago, Chile.

G. Hérail, Institut de Recherche pour le Développement, LMTG, 14 avenue Edouard Belin, F-31400 Toulouse, France.

J. Martinod, Laboratoire des Mécanismes et Transferts en Géologie, Université Paul Sabatier, 14 avenue Edouard Belin, F-31400 Toulouse, France.

ANEXO II

Electronic Supplement de *Farías et al.* (en prensa)

Electronic supplement 1

Details on radiometric datations made on volcanic units of the Tinguiririca valley (samples *i1-i4*)

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis performed at the College of Oceanic and Atmospheric Sciences, Oregon State University, USA.

Sample *i1*, basaltic andesite, whole rock analysis

Results	40(r)/39(k)	$\pm 2\sigma$	Age (Ma)	$\pm 2\sigma$	MSWD	39Ar(k) (% _n)	K/Ca	$\pm 2\sigma$
Weighted Plateau	0.4584	± 0.0073 $\pm 1.60\%$	1.25	± 0.03 $\pm 2.27\%$	1.15	98.12 8	1.574	± 0.210
				External Error ± 0.03	2.36	Statistical T ratio		
				Analytical Error ± 0.02	1.0710	Error Magnification		
Total Fusion Age	0.4622	± 0.0170 $\pm 3.69\%$	1.26	± 0.05 $\pm 4.02\%$		10	1.620	± 0.040
				External Error ± 0.05				
				Analytical Error ± 0.05				

Sample *i2*, basaltic andesite, whole rock analysis

Results	40(r)/39(k)	$\pm 2\sigma$	Age (Ma)	$\pm 2\sigma$	MSWD	39Ar(k) (% _n)	K/Ca	$\pm 2\sigma$
Weighted Plateau	0.4347	± 0.0148 $\pm 3.42\%$	1.24	± 0.05 $\pm 3.64\%$	1.28	98.54 8	1.192	± 0.206
				External Error ± 0.05	2.36	Statistical T ratio		
				Analytical Error ± 0.04	1.1314	Error Magnification		
Total Fusion Age	0.4567	± 0.0317 $\pm 6.93\%$	1.30	± 0.09 $\pm 7.04\%$		9	1.182	± 0.032
				External Error ± 0.09				
				Analytical Error ± 0.09				

Sample *i3*, basaltic andesite, whole rock analysis

Results	40(r)/39(k)	$\pm 2\sigma$	Age (Ma)	$\pm 2\sigma$	MSWD	39Ar(k) (% _n)	K/Ca	$\pm 2\sigma$
Weighted Plateau	0.3775	± 0.0098 $\pm 2.58\%$	1.06	± 0.03 $\pm 2.93\%$	0.68	97.59 8	1.373	± 0.357
				External Error ± 0.04	2.36	Statistical T ratio		
				Analytical Error ± 0.03	1.0000	Error Magnification		
Total Fusion Age	0.4311	± 0.0382 $\pm 8.85\%$	1.21	± 0.11 $\pm 8.95\%$		9	1.929	± 0.058
				External Error ± 0.11				
				Analytical Error ± 0.11				

Sample i4, ignimbrite, feldspar analysis

Results	40(r)/39(k)	$\pm 2\sigma$	Age (Ka)	$\pm 2\sigma$	MSWD	39Ar(k) (%,n)	K/Ca	$\pm 2\sigma$
Weighted Plateau	0.2761	± 0.0456 $\pm 16.50\%$	802.9	± 132.7 $\pm 16.53\%$	0.66	100.00 7	0.072	± 0.007
			External Error	± 133.4	2.45	Statistical T ratio		
			Analytical Error	± 132.4	1.0000	Error Magnification		
Total Fusion Age	0.3050	± 0.0577 $\pm 18.93\%$	886.9	± 168.2 $\pm 18.96\%$		7	0.070	± 0.002
			External Error	± 168.8				
			Analytical Error	± 167.9				

Highlighted ages are those shown in Table 2.

ELECTRONIC SUPPLEMENT 2

Details on fission-track datations

We obtained 41 apatite fission-track (AFT) and 14 zircon fission-track (ZFT) ages that pass the chi-square in the study region (see Figure 3 for sample location). Fission-track analyses were carried out by Apatite to Zircon Inc. Samples were dated using the external detector method [¹] and the LA-ICP-MS method [²]. Methodological procedures are described in [³].

Apatite Fission-track datations. External Detector Method

Sample	Rock	Long	Lat	Elevation (m a.s.l.)	Grains	ρ_s (10^6 tracks cm^{-2})	N_s	ρ_i (10^6 tracks cm^{-2})	N_i	ρ_d (10^6 tracks cm^{-2})	N_d	Chi-Squared Prob (%)	Dpar (μm)	Pooled Fission Track Age (Ma)	Mean Fission Track Age (Ma)
<i>Western Central Depression and eastern Coastal Cordillera (Mesozoic Rocks)</i>															
a1	Cretaceous tuff	-70.718	-32.987	900	25	0.045	34	0.195	148	3.36	4220	71.8	1.72	40.2 ± 7.7	46.6 ± 9.0
a2	Cretaceous tuff	-70.727	-33.911	429	25	0.055	59	0.528	563	3352	4220	90.8	2.03	18.3 ± 2.6	20.3 ± 2.3
a3	Cretaceous intrusive*	-70.968	-33.959	2174	25	0.543	472	1815	1577	3287	4220	0	2.44	51.2 ± 3.1	46.5 ± 4.0
a4	Cretaceous ignimbrite	-70.991	-33.966	1865	25	0.231	227	0.531	522	3278	4220	95.6	2.1	74.1 ± 6.3	76.1 ± 5.0
a5	Cretaceous ignimbrite	-70.985	-33.974	1489	25	0.147	134	0.595	544	3.27	4220	100	1.77	42.0 ± 4.2	42.6 ± 3.0
a6	Cretaceous ignimbrite	-70.997	-34.000	705	25	0.52	492	2078	1967	3262	4220	10.9	1.83	42.5 ± 2.5	45.1 ± 3.2
<i>Eastern Central Depresión and western Principal Cordillera</i>															
a7	Farellones Fm. tuff	-70.353	-33.497	2652	25	0.058	70	0.383	465	3335	4220	99.8	2.23	26.2 ± 3.4	26.9 ± 2.3
a8	Abanico Fm. volcanoclastic sandstone	-70.602	-34.202	936	25	0.028	31	0.208	234	3295	4220	98.3	2.16	22.8 ± 4.4	24.5 ± 3.4
a9	Abanico Fm. volcanoclastic sandstone	-70.610	-34.202	848	25	0.025	27	0.217	234	3303	4220	97.5	2.05	19.9 ± 4.1	19.1 ± 3.3
a10	Farellones Fm. tuff	-70.332	-33.667	1550	25	0.038	32	0.336	282	3319	4220	94.5	2.03	19.6 ± 3.7	20.9 ± 3.8
a11	Farellones Fm. tuff	-70.396	-33.486	2360	25	0.047	48	0.415	427	3344	4220	74.9	2.08	19.6 ± 3.0	21.1 ± 3.5
a12	Abanico Fm. andesite	-70.612	-34.197	820	25	0.059	68	0.543	627	3311	4220	92	1.96	18.7 ± 2.5	19.7 ± 2.4
<i>Central and eastern Principal Cordillera (including ~10 Ma-old granodioritic belt)</i>															
a13	Abanico Fm. Andesite*	-70.071	-33.858	3387	25	0.019	21	0.26	281	3327	4220	99.3	2.36	13.0 ± 3.0	14.2 ± 2.5

¹ Gleadow, A.J.W. (1981), Fission-track dating methods: what are the real alternatives?, *Nucl. Tracks*, 5, 3–14.

² Hasebe, N., J. Barbarand, K. Jarvis, A. Carter, and A.J. Hurford (2005), Apatite fission-track chronometry using laser ablation ICP-MS, *Chem. Geol.*, 207(3-4), 135-145, doi:10.1016/j.chemgeo.2004.01.007.

³ Donelick, R.A., P.B. O'Sullivan, and R.A. Ketcham (2005), Apatite fission-tracks analysis, *Rev. Mineral. Geochem.*, 58, 49-54.

Apatite Fission-track datations. Laser Ablation ICP-MS Method

Sample	Rock	Long	Lat	Elevation (m a.s.l.)	Grains	Dpar (μm)	Dper (μm)	Ns (Tracks)	Area Analyzed (cm^2)	Mean $^{238}\text{U}/^{43}\text{Ca}$ (dmnls)	1 σ $^{238}\text{U}/^{43}\text{Ca}$ (dmnls)	$^{238}\text{U}/^{43}\text{Ca}$ Zeta	Pooled Fission Track Age (Ma)
<i>Western Central Depression and eastern Coastal Cordillera (Mesozoic Rocks)</i>													
a14	Cretaceous tuff	-70.598	-32.487	1544	25	1.99	0.65	228	1.17E-03	2.65E-05	2.45E-07	10.755 \pm 1.251	46.2 \pm 6.2
a15	Cretaceous volcanic breccia	-70.605	-32.483	1864	25	2.1	0.73	86	1.16E-03	1.15E-05	1.47E-07	10.836 \pm 1.261	40.3 \pm 6.4
a16	Cretaceous granite	-70.576	-32.501	1210	25	1.98	0.64	146	1.07E-03	2.21E-05	1.59E-07	10.918 \pm 1.270	35.9 \pm 5.1
a17	Cretaceous tuff	-70.594	-32.502	1363	25	1.98	0.64	146	1.07E-03	2.21E-05	1.59E-07	10.918 \pm 1.270	35.9 \pm 5.1
<i>Eastern Central Depresión and western Principal Cordillera)</i>													
a18	Abanico Fm. volcanic breccia	-70.473	-32.509	1522	26	2.14	0.77	67	1.23E-03	1.09E-05	1.18E-07	10.148 \pm 1.180	31.0 \pm 5.2
a19	Dioritic dike	-70.561	-32.571	2377	25	2.18	0.81	24	1.13E-03	5.61E-06	6.50E-08	10.999 \pm 1.280	23.5 \pm 5.5
a20	Abanico Fm. pyroclastic breccia	-70.467	-32.536	2498	24	1.94	0.58	49	9.95E-04	1.07E-05	1.14E-07	10.065 \pm 1.171	22.9 \pm 4.2
a21	Abanico Fm. pyroclastic breccia	-70.469	-32.529	2222	25	2.2	0.71	61	8.55E-04	1.47E-05	9.49E-08	9.984 \pm 1.161	20.7 \pm 3.6
a22	Farellones Fm. rhyolite	-70.322	-33.571	1000	25	1.48	0.41	30	7.45E-04	9.26E-06	1.18E-07	9.472 \pm 1.101	15.3 \pm 3.3
<i>Central and eastern Principal Cordillera (including ~10 Ma-old granodioritic belt)</i>													
a23	Abanico Fm. tuff	-70.111	-33.832	1720	25	1.69	0.5	27	1.15E-03	1.01E-05	8.70E-08	9.715 \pm 1.130	12.9 \pm 2.9
a24	Farellones Fm. sandstone	-70.345	-33.674	1010	25	1.87	0.54	18	8.45E-04	7.38E-06	7.69E-08	9.368 \pm 1.089	11.4 \pm 3.0
a25	Abanico Fm. ignimbritic sandstone	-70.253	-34.404	1788	26	2.02	0.62	12	9.91E-04	8.19E-06	1.03E-07	10.556 \pm 1.228	7.73 \pm 2.41
a26	Abanico Fm. tuff	-70.142	-33.822	1700	14	1.59	0.36	6	4.41E-04	4.20E-06	4.62E-08	9.778 \pm 1.137	6.99 \pm 2.97
a27	Late Jurassic conglomerate	-70.166	-34.423	2472	25	1.75	0.57	19	9.04E-04	1.65E-05	1.40E-07	10.396 \pm 1.209	5.99 \pm 1.54
a28	Farellones Fm. Tuff	-70.298	-34.370	1486	11	1.8	0.51	6	3.76E-04	5.58E-06	6.02E-08	10.616 \pm 1.235	5.70 \pm 2.42
a29	Callovian pyroclastic sandstone	-70.185	-34.435	2471	25	1.84	0.62	23	9.83E-04	2.15E-05	1.66E-07	10.315 \pm 1.200	5.50 \pm 1.31
a30	~10 Ma-old granodiorite	-70.143	-33.499	1540	25	1.72	0.49	91	1.13E-03	8.29E-05	5.55E-07	9.553 \pm 1.111	5.24 \pm 0.82
a31	Late Jurassic Red conglomerate	-70.140	-34.426	2482	24	1.86	0.54	11	9.10E-04	1.64E-05	1.68E-07	10.475 \pm 1.218	3.51 \pm 1.13
a32	late Jurassic sandstone	-70.009	-33.814	2386	25	1.6	0.44	16	1.08E-03	4.00E-05	2.83E-07	9.634 \pm 1.120	1.93 \pm 0.53
a33	Cretaceous red sandstone	-70.085	-33.834	1835	7	1.7	0.38	8	2.31E-04	1.53E-05	2.30E-07	9.420 \pm 1.095	2.46 \pm 0.92
<i>Next to porphyry copper deposits</i>													
a34	Abanico Fm. Tuff	-70.590	-34.203	1036	25	1.81	0.54	40	1.07E-03	3.95E-05	4.50E-07	10.674 \pm 1.242	5.41 \pm 1.06
a35	Abanico Fm. tuff	-70.357	-32.919	1291	25	1.6	0.41	36	7.97E-04	2.62E-05	3.13E-07	9.841 \pm 1.144	6.75 \pm 1.37
a36	granodiorite	-70.364	-32.901	1287	19	1.77	0.48	21	3.30E-04	1.64E-05	1.78E-07	9.913 \pm 1.153	6.34 \pm 1.57

Apatite Fission-track datations. Laser Ablation ICP-MS Method continuation

Sample	Rock	Long	Lat	Elevation (m a.s.l.)	Grains	Dpar (μm)	Dper (μm)	N _s (tracks)	Area Analyzed (cm^2)	$\Sigma(\text{P}\Omega)$ (cm^2)	1σ $\Sigma(\text{P}\Omega)$ (cm^2)	ξ_{MS}	1σ ξ_{MS}	⁴³ Ca (apatite): 29Si (zircon)	²³⁸ U bkg:sig	Chi Squared Prob. (%)	Pooled Fission-Track Age (Ma)
<i>Western Central Depression and eastern Coastal Cordillera (Mesozoic Rocks)</i>																	
a37	Cretaceous tuff	-70.852	-34.478	294	22	2.39	0.75	70	5.35E-04	8.99E-02	9.66E-04	118.866	0.4359	4.19E+02	1.31E+02	96.56	46.1 ± 5.8
<i>Eastern Central Depresión and western Principal Cordillera</i>																	
a38	Abanico Fm. andesitic breccia	-70.838	-34.482	397	23	1.90	0.57	25	9.60E-04	4.80E-02	5.07E-04	119.255	0.4067	4.23E+02	2.83E+02	89.81	31.0 ± 6.3
a39	~10 Ma-old granodiorite	-70.6310	-35.0496	1027	25	1.44	0.30	63	1.15E-03	3.33E-01	4.52E-03	119.661	0.3763	3.80E+02	4.10E+02	0.46	11.3 ± 1.5
<i>Central and eastern Principal Cordillera (including ~10 Ma-old granodioritic belt)</i>																	
a40	Abanico Fm. volcaniclastic breccia	-70.789	-35.000	697	25	2.09	0.64	26	1.14E-03	9.86E-02	8.94E-04	120.068	0.3459	4.08E+02	6.68E+01	100	15.8 ± 3.1
a41	Cretaceous red breccia	-70.793	-35.824	925	40	1.58	0.38	34	1.82E-03	7.10E-01	6.81E-03	120.595	0.3064	3.27E+02	1.08E+02	99.2	2.89 ± 0.50

Zircon Fission-track datations. External Detector Method

Sample	Rock	Long	Lat	Elevation (m a.s.l.)	Grains	ρ_s (10^6 tracks cm^{-2})	N_s (tracks)	ρ_i (10^6 tracks cm^{-2})	N_i (tracks)	ρ_d (10^6 tracks cm^{-2})	N_d (tracks)	Chi-Squared Prob. (%)	Pooled Fission- Track Age (Ma)	Mean Fission- Track Age (Ma)
<i>Western Central Depression and eastern Coastal Cordillera (Mesozoic Rocks)</i>														
z1	Abanico Fm. Tuff	-70.655	-33.906	438	25	4.408	1885	6.448	2757	0.708	2144	0	36.6 ± 1.4	37.6 ± 1.7
z2	Cretaceous intrusive*	-70.968	-33.959	2174	25	5.807	3675	3.051	1931	0.711	2144	0	102 ± 4	105 ± 5
z3	Cretaceous ignimbrite	-70.988	-33.988	1155	25	6.475	2734	4.244	1792	0.712	2144	0	81.8 ± 3.2	83.6 ± 3.3
z4	Cretaceous ignimbrite	-70.997	-34.000	705	25	8.507	5409	4.681	2976	0.713	2144	0	97.5 ± 3.3	98.3 ± 3.5
<i>Eastern Central Depresión and western Principal Cordillera</i>														
z5	Farellones Fm. tuff	-70.396	-33.486	2360	18	6.262	1635	11.443	2988	0.709	2144	0	29.3 ± 1.2	29.2 ± 1.5
<i>Central and eastern Principal Cordillera (including ~10 Ma-old granodioritic belt)</i>														
z6	Cretaceous red sandstone	-70.082	-33.845	2480	8	11.281	1221	5.368	581	0.71	2144	0	112 ± 6	115 ± 9

Zircon Fission-track datations. Laser Ablation ICP-MS Method

Sample	Rock	Long	Lat	Elevation (m a.s.l.)	Grains	N_s (tracks)	Area Analyzed (cm^2)	$\Sigma(P\Omega)$ (cm^2)	$1\sigma \Sigma(P\Omega)$ (cm^2)	ξ_{MS}	$1\sigma \xi_{MS}$	^{43}Ca (apatite) ^{29}Si (zircon)	^{238}U bkg:sig	Pooled Fission-Track Age
<i>Western Central Depression and eastern Coastal Cordillera (Mesozoic Rocks)</i>														
z7	Cretaceous tuff	-70.598	-32.487	1544	21	2783	3.67E-04	1.44E-04	5.10E-06	61.299	0.223	2.01E-01	9.88E-03	58.9 ± 3.2
z8	Cretaceous tuff	-70.594	-32.502	1363	21	2356	3.16E-04	1.29E-04	4.49E-06	62.283	0.2266	1.97E-01	2.86E-03	56.6 ± 3.1
z9	Cretaceous andesite	-70.587	-32.539	2033	15	762	1.94E-04	6.32E-05	2.75E-06	63.126	0.2297	2.02E-01	2.85E-03	37.9 ± 2.6
z10	Cretaceous tuff	-70.852	-34.478	294	7	230	2.37E-05	5.19E-02	8.13E-04	48.487	0.1581	2.79E+03	1.30E+00	106 ± 8
<i>Eastern Central Depression and western Principal Cordillera</i>														
z11	Abanico Fm. pyroclastic tuff	-70.469	-32.529	2222	21	782	2.72E-04	8.17E-05	2.88E-06	5.858	0.2131	2.12E-01	8.48E-03	28.0 ± 1.7
<i>Central and eastern Principal Cordillera (including ~10 Ma-old granodioritic belt)</i>														
z12	late Jurassic conglomerate	-70.166	-34.423	2472	7	388	7.38E-05	1.26E-05	8.60E-07	59.237	0.2155	2.06E-01	5.83E-03	90.9 ± 8.4
z13	late Jurassic red conglomerate	-70.140	-34.426	2482	10	154	1.43E-04	3.25E-05	1.87E-06	59.635	0.217	2.01E-01	6.81E-03	14.1 ± 1.5
<i>Near the porphyry copper deposits</i>														
z14	Abanico Fm. Tuff	-70.590	-34.203	1036	20	4565	5.91E-04	1.24E-03	4.45E-05	60.338	0.2195	2.10E-01	1.63E-02	11.1 ± 0.6