

EVOLUCIÓN TECTÓNICA, PALEO GEOGRÁFICA Y METALOGÉNICA DURANTE EL CENOZOICO EN LOS ANDES DE CHILE NORTE Y CENTRAL E IMPLICACIONES PARA LAS REGIONES ADYACENTES DE BOLIVIA Y ARGENTINA

Reynaldo CHARRIER, Marcelo FARÍAS y Víctor MAKSAEV

Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago.
E-mails rcharrie@cec.uchile.cl, mfarías@dgf.uchile.cl y vmaksaev@ing.uchile.cl

RESUMEN

La orogenia incaica dio origen a un importante relieve en el Eoceno Medio, el que se concentró en el ámbito del arco magmático precedente, la Cordillera Incaica. Este relieve positivo de orientación NNE se extendió desde el sur de Perú hasta la región central de Chile y separó dos dominios paleogeográficos que tuvieron evoluciones diferentes durante el resto del Cenozoico. El dominio occidental se caracterizó por el predominio de procesos de erosión y sedimentación. En el dominio oriental también existieron importantes episodios de erosión que originaron depósitos que se encuentran en la vertiente oriental de la cadena en la actualidad y presentan una cronología comparable con la de los depósitos del dominio occidental. Sin embargo, la evolución se caracterizó por presentar, a partir del Eoceno Tardío, diferencias al norte y sur de los $\sim 27^{\circ}\text{S}$. Al norte de esa latitud, en el ámbito del Altiplano-Puna, el arco magmático se mantuvo aproximadamente en la misma posición, coincidente con la del arco actual, y estuvo bordeado por una cuenca de antepaís de retroarco; mientras que, al sur de $\sim 27^{\circ}\text{S}$, se desarrollaron sucesivos arcos magmáticos con una marcada migración hacia el este. El arco magmático del Eoceno Tardío al Oligoceno Tardío - Mioceno Temprano se caracterizó por el desarrollo de una amplia cuenca extensional de intra-arco, la cuenca de Abanico. En esta cuenca se acumularon hasta 3.000 m de rocas volcánicas, volcánicas y, subordinadamente, sedimentarias. A partir del límite oligoceno-mioceno, tuvo lugar un nuevo evento compresivo a lo largo de todo el orógeno que rejuveneció el núcleo de la Cordillera Incaica e invirtió la cuenca de Abanico permitiendo la generación de abundantes depósitos sintectónicos a ambos lados de los nuevos relieves. El inicio de este evento coincide con la orogenia pehuenche, los pulsos compresivos se mantuvieron hasta el Plioceno Temprano. En el Mioceno Temprano a Medio, la deformación se extendió hacia el este con el desarrollo en secuencia de fajas plegadas y corridas y cuencas de antepaís de retroarco presentes principalmente en Argentina. En el norte de Chile, en el dominio occidental, en las actuales Depresión Central y Precordillera, la acumulación de gruesos depósitos sedimentarios en traslape sobre la vertiente occidental de la Cordillera Incaica dio origen a los pedimentos de Tarapacá y Atacama. En la región central de Chile, se produjo, en cambio, una extensa peneplanización. A comienzos del Mioceno Tardío, el prolongado desarrollo de las fajas plegadas y corridas con vergencia oriental y el desarrollo de corrimientos profundos bajo la cordillera que emergieron en el frente andino, habrían provocado el basculamiento hacia el oeste del orógeno, el alzamiento de la cadena y el inicio de la profunda incisión fluvial que la afecta. En el Mioceno Tardío al Plioceno Temprano se produjo una perturbación en la evolución tectónica que produjo la migración de la deformación hacia el oeste, que coincide en el tiempo con la generación de mineralización porfídica de Cu-Mo en sectores donde anteriormente se había encontrado el arco magmático. La compresión continuó produciendo mayor alzamiento de la cordillera, el alzamiento de las peneplanicies y la rápida exhumación que la caracteriza. La sismicidad superficial a lo largo de las fallas mayores paralelas al orógeno indica un régimen tectónico transcurrente dextral. La mineralización económica de tipo porfídico de Cu-Mo se originó en etapas tardías de los arcos magmáticos, a continuación de episodios de engrosamiento cortical y la ubicación de los centros de mineralización estuvo controlada generalmente por la existencia de fallas mayores.

Palabras clave: *Cenozoico, Andes centrales, Evolución tectónica, Evolución paleogeográfica, Orogenia Incaica, Cordillera Incaica.*

ABSTRACT: *Tectonic, paleogeographic, and metallogenic evolution during the Cenozoic in the Andes of Central and Northern Chile and implication for the adjacent regions of Bolivia and Argentina.* The Incaic orogeny created significant geographical relief during the Middle Eocene, along most of the area of the preceding magmatic arc, the Incaic Cordillera. This NNE-trending elevated terrain extended from southern Peru to central Chile and formed the boundary between two paleogeographical domains with dissimilar geological evolutions during the rest of the Cenozoic. The western domain was characterized by erosion and sedimentation processes. The eastern domain also included significant erosional episodes, but was characterized by different evolutions

north and south of $\sim 27^{\circ}\text{S}$. Northward of this latitude, within the Altiplano-Puna realm, the magmatic arc remained in a fixed position, coinciding with the current active arc, and was bordered by a back-arc foreland basin; whereas southward of $\sim 27^{\circ}\text{S}$ a succession of magmatic arcs developed with a prominent eastward migration. The Late Eocene to Late Oligocene-Early Miocene was characterized by the development of an extensive intra-arc extensional basin, the Abanico Basin. A succession of volcanic and volcanoclastic rocks, with minor sedimentary intercalations, up to 3,000 m thick were deposited within this basin. At about the boundary between the Oligocene and the Miocene a compressive tectonism affected the whole orogen rejuvenating the core of the Incaic Cordillera and resulted in the tectonic inversion of the Abanico Basin; leading to the syntectonic sedimentation on both sides of the new elevated terrain. The beginning of this tectonism is coincident with the Pehuenche orogeny, but the compression extended until the Early Pliocene. During the Early to Middle Miocene the deformation extended to the east with the development of foreland fold and thrust belts and basins. Within the western domain in northern Chile, area of the current Central Depression and Precordillera, the accumulation of thick sedimentary deposits from the western slope of the Incaic Cordillera originated the Tarapacá and Atacama pediments; whereas an extensive peneplanation developed in central Chile. In Late Miocene the prolonged development of the east-verging fold and thrust belts and the generation of overthrusts deep under the Cordillera, which emerged in the Andean front, would have caused the westward tilting of the whole orogen, accompanied by the uplift of the mountain chain and the beginning of its fluvial incision. During the Late Miocene to Early Pliocene a disturbance of the tectonic evolution produced the westward migration of the deformation that coincides in time with the generation of Cu-Mo porphyry mineralization in the area of the former magmatic arc. The compression continued producing uplift of the Cordillera and peneplain surfaces, and rapid exhumation. The shallow seismicity along major faults parallel to the orogen indicates current dextral transcurrent tectonic regime. The economic Cu-Mo porphyry mineralization originated in the latest stages of the magmatic arcs following episodes of crustal thickening, and the location of the mineralizing centers was generally controlled by major faults.

Keywords: *Cenozoic, Andes, tectonics, paleogeography, Incaic Orogeny, Incaic Cordillera*

INTRODUCCIÓN

En la evolución de las cadenas de montañas recientes, los aspectos que han despertado mayor interés y generado intenso debate son los mecanismos que conducen a la elevación del macizo montañoso y el momento en que éste adquirió su elevación actual. En relación con los Andes Centrales (*sensu* Aubouin *et al.* 1973 y Gansser 1973), se ha producido cierto consenso en torno a la idea de que el alzamiento se habría producido fundamentalmente en los últimos 10 millones de años (Gubbels *et al.* 1993, Gregory-Wodzicki 2000, Charrier *et al.* 2005a, Garzzone *et al.* 2006, Hoke *et al.* 2007, Farías *et al.* 2008, entre otros). En cuanto a los mecanismos que provocan el alzamiento, si bien se han realizado diversas proposiciones, no existe todavía consenso al respecto. Un aspecto que últimamente ha recibido un interés creciente, pero que aún permanece poco investigado, es la interacción entre la tectónica y el clima en el proceso de alzamiento del orógeno y en la evolución morfológica de la cadena hasta adquirir su configuración actual. Además de estos aspectos, hay otros que

concitan alto interés como lo son las relaciones existentes entre los procesos magmáticos y de mineralización con el régimen tectónico y el alzamiento de la cadena.

A continuación se presenta una síntesis de la evolución cenozoica en Chile haciendo especial énfasis en su etapa más reciente, correspondiente a la tercera etapa del ciclo tectónico andino (Eoceno Medio - Presente) (Fig. 1). Con ella intentamos aportar nuevos antecedentes respecto de los aspectos mencionados arriba y destacar las implicaciones que estos tienen para la vertiente oriental de la cadena. En este trabajo se considera información estratigráfica, estructural, geo- y termocronológica, paleogeográfica y morfotectónica disponible en la literatura para ambas vertientes de la Cordillera de los Andes en las partes norte y central de Chile y Argentina y sur de Bolivia. Parte de la información presentada para la vertiente chilena corresponde a resultados obtenidos en los últimos años por el grupo de trabajo al cual los autores pertenecen. En esta síntesis: (1) se presenta una cronología de la evolución tectónica y paleogeográfica de la cadena, que integra

los eventos de magmatismo y metalogénesis asociados; (2) se muestra cómo, durante las diferentes etapas de esta evolución, los elementos paleogeográficos que se sucedieron y que tuvieron una extensa distribución a lo largo del orógeno, permiten explicar de manera satisfactoria, tanto el origen y proveniencia, como las posibles vinculaciones y correlaciones entre los depósitos existentes en ambas vertientes de la cordillera; y (3) se presenta, para las etapas más recientes de la evolución andina, la evolución morfológica de la cadena en la región considerada. El ciclo tectónico andino, que se desarrolló entre el Jurásico Temprano tardío y el Presente, es el último de la evolución geológica a lo largo del margen continental de Chile y Argentina y se lo puede subdividir en tres etapas: 1) Jurásico Temprano tardío a Cretácico Temprano tardío; 2) Cretácico Tardío a Eoceno Medio; y 3) Eoceno Tardío al Presente (Charrier *et al.* 2007). Cada una de estas etapas está separada de la siguiente por un episodio mayor de deformación compresiva, las orogenias o fases Peruana e Incaica, respectivamente (Fig. 1). Estas tres etapas se caracterizan por: 1) presentar, en general,

EDAD	ERA	PERIODO	CICLO TECTONICO	ETAPAS	SUBETAPAS	EVENTOS TECTONICOS
10	CENOZOICO	NEOGENO	ANDINO	Tercera	Segunda	<i>Orogenia Pehuenche</i> Extensión
50		PALEOGENO			Primera	
	Segunda				<i>Orogenia K-T</i> Extensión	
100	CRETACICO	Primera		Segunda		<i>Orogenia Peruana</i> Extensión
				Primera	Subsidencia tectónica Emersión de la cuenca	
150	JURASICO	Primera		Segunda		Subsidencia tectónica
			Primera	Subsidencia tectónica		
200						

Figura 1: El ciclo tectónico andino (Jurásico Temprano tardío - Presente). Subdivisiones en etapas y subetapas, y eventos tectónicos que marcaron su desarrollo. Notar que la evolución durante el Cenozoico comprende la segunda subetapa de la segunda etapa (Paleógeno Temprano) y la tercera etapa (Eoceno Tardío - Presente) del ciclo.

un régimen tectónico predominantemente extensional o, por lo menos, transtensional; 2) mantener las mismas condiciones paleogeográficas y las mismas características geoquímicas del magmatismo; y 3) presentar una evolución cíclica de los depósitos sedimentarios. A pesar de ello, cada una de estas etapas presenta una interrupción en su evolución, lo cual permite separarlas en sub-etapas. En la primera etapa, la interrupción la marcó una regresión marina generalizada en la cuenca de trasarco en el Jurásico Tardío, a continuación de la cual se inició una nueva etapa de subsidencia tectónica sucedida por subsidencia termal lo que permitió una segunda ingresión marina en el trasarco. En cambio, las interrupciones en las segunda y tercera etapas se debieron a eventos tectónicos compresivos: uno cercano al límite Cretácico-Terciario

(orogenia K-T, Cornejo *et al.* 2003, Charrier *et al.* 2007) y otro en el Oligoceno Tardío - Mioceno Temprano (orogenia pehuenche, Yrigoyen 1993). El análisis de la evolución cenozoica que se presenta a continuación se subdividirá, consecuentemente, en tres periodos: 1) Paleoceno a Eoceno Medio (segunda sub-etapa de la segunda etapa del ciclo andino), comprendido entre la orogenia K-T y la orogenia incaica; 2) Eoceno Medio-Tardío a Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano, entre las orogenias incaica y pehuenche; y 3) Mioceno Medio al Presente (Fig. 1). El análisis reciente de la evolución tectono-estratigráfica del orógeno andino en Chile muestra que en el Cretácico Tardío y parte del Paleógeno (Paleoceno hasta Eoceno Medio) se desarrolló a lo largo del margen continental de América del

Sur un arco magmático con una orientación NNE que se extendió desde, por lo menos, el sur del Perú hasta la región central de Chile y Argentina (Charrier *et al.* 2007). En el Eoceno medio, como consecuencia de la orogenia incaica, se habría formado un importante relieve o cordón montañoso aproximadamente con la misma ubicación y orientación que el arco, que habría separado dos dominios paleogeográficos, uno occidental y otro oriental, que tuvieron a partir de ese momento evoluciones diferentes. En este artículo se presenta y compara la evolución en ambos dominios y se destaca la marcada diferencia que presenta la evolución del dominio oriental al norte y sur de aproximadamente 27°S, lo cual constituye un rasgo esencial de la evolución andina en la región considerada. Cabe destacar que esta diferencia coincide

con el límite sur de la Puna. El dominio occidental se caracterizó por presentar una sucesión de episodios de erosión y sedimentación detrítica, predominantemente gravas, controlados por los distintos pulsos que marcaron la actividad tectónica. Esta evolución está muy bien registrada en el extremo norte de Chile y, si bien los remanentes de estos depósitos disminuyen gradualmente hasta casi desaparecer al sur de 29°S, parece posible extrapolar esta evolución aún más al sur hasta la región central de Chile. Por este motivo, el análisis de la evolución en el dominio occidental se basará principalmente en antecedentes de la región norte del país. En cambio, la evolución posterior al Eoceno Medio en la vertiente oriental del cordón montañoso presentó evoluciones diferentes al norte y sur de ~27°S. Al norte de esa latitud, a continuación de la orogenia incaica, la actividad magmática de arco se mantuvo concentrada en la parte oriental de la Precordillera chilena y en el Altiplano - Puna occidental, sin presentar una marcada migración al este, como se conoce más al sur. En esta región, además, el arco estuvo bordeado por un sistema de cuenca de antepaís de retroarco ubicada en el Altiplano - Puna. En cambio, al sur de ~27°S, en la vertiente oriental del cordón montañoso, se desarrollaron sucesivos arcos magmáticos con una marcada migración al este.

PALEOCENO A EOCENO MEDIO

Evolución posterior a la orogenia K-T y anterior a la orogenia incaica

Este período se caracterizó por la presencia de un arco magmático con desarrollo con predominio de condiciones extensionales y/o transtensionales (Mpodozis *et al.* 1995, Charrier *et al.* 2007). Este arco tuvo una orientación NNE y se extendió por más de 3.000 km a lo largo del margen continental, alcanzando por el norte hasta, al menos, el sur de Perú. En el norte de Chile, el arco magmático presentaba en este período un ancho de unos 90

a 100 km. Su ubicación se puede deducir por la distribución de las unidades intrusivas y volcánicas de esta edad (y también de edad cretácica superior, que pertenecen a la misma etapa del ciclo andino; Fig. 2). Estos rasgos permiten determinar que, en el norte de Chile, el arco magmático se extendía, entre 21° y 23° S, a lo largo de la parte oriental de la actual Depresión Central, la Precordillera, la sierra de Moreno y el flanco occidental de la Cordillera de Domeyko y entre 23° y 27° S, a lo largo de la Depresión Central. La franja de rocas intrusivas y volcánicas de esta etapa se puede prolongar con aproximadamente la misma orientación a través del segmento de subducción plana (*flat-slab*) hasta el borde oriental de la Cordillera de la Costa, a 35°15' S. Más al sur, esta franja se interrumpe para reaparecer, entre 37° y 39°S, en ambas vertientes de la Cordillera Principal (Sernageomin 2003, Munizaga *et al.* 1985, Llambías y Rapela 1989, Franchini *et al.* 2003, Ramos y Folguera 2005, véase Fig. 5), con las rocas de edad cenozoica aflorando en territorio argentino hasta la latitud de 43°S (véase figura 2 de Jordan *et al.* 2001). La actividad magmática cenozoica de este arco correspondió al emplazamiento de plutones, domos, pequeños stocks e intrusivos subvolcánicos de composiciones gabroicas a dacíticas y erupción de abundantes depósitos volcánicos de carácter basáltico, andesítico y dacítico-riolítico, frecuentemente relacionados con grandes calderas y extensas zonas de alteración hidrotermal. Los depósitos del arco pre-incaico (Fig. 3) constituyen, de norte a sur, las formaciones: Icanche (Maksaev 1978), Cinchado (Montaño 1976, Marinovic y García 1999) y Venado (Sepúlveda y Naranjo 1982, Iriarte *et al.* 1996). Los depósitos detríticos asociados corresponden, por ejemplo al miembro inferior de la Formación Calama (Naranjo y Paskoff 1981, Blanco *et al.* 2003) y la parte superior del Grupo Purilactis, en el borde oriental del Salar de Atacama (Dingman 1963, Hartley *et al.* 1992, Flint *et al.* 1993, Charrier y Reutter 1994, Arriagada 1999, Mpodozis *et al.* 1999, 2005,

Muñoz *et al.* 2002). El miembro inferior de la Formación Calama contiene algunos niveles andesíticos datados en $51,9 \pm 1,7$ Ma (K-Ar en roca total) y, de acuerdo con la composición y direcciones de aporte, los componentes detríticos provendrían de un relieve volcánico ubicado hacia el oeste y se habrían acumulado posiblemente en una cuenca transtensional (*pull-apart*) desarrollada a lo largo del mismo arco magmático y del sistema de falla Argomedo - Falla Oeste (Blanco *et al.* 2003). El Grupo Purilactis también se depositó al este del arco magmático y sus clastos tienen el mismo origen que aquellos que se encuentran en otras cuencas de la misma edad. Sin embargo, la cuenca en la cual se depositó estuvo, muy probablemente, relacionada con el rift de Salta, cuyo mayor desarrollo se encuentra en la Cordillera Oriental en el noroeste argentino (Marquillas y Salfity 1988, Uliana y Biddle 1988, Macellari *et al.* 1991, Flint *et al.* 1993, Mpodozis *et al.* 1999, Salfity y Marquillas 1994, 1999, Muñoz *et al.* 2002, Charrier *et al.* 2007). Más al sur (30°S), afloramientos estratificados a lo largo del arco son más dispersos y consisten en sucesiones volcánicas y volcánicas asociadas a complejos volcánicos y calderas (Emparán y Pineda 1999, Pineda y Emparán 2006).

A lo largo del arco volcano-plutónico, durante el Paleoceno a Eoceno Temprano, se formaron pórfidos de Cu-Mo (~59 a 52 Ma; Camus 2003, Sillitoe y Perelló 2005). Este conjunto de depósitos minerales constituye la tercera concentración mayor de cobre en los Andes Centrales. Ellos se distribuyen a lo largo de una franja de unos 1.500 km de largo y de 30 a 50 km de ancho, desde el sur del Perú hasta Chile central (17° a 29°30'S). Los pórfidos de Cu-Mo de este período constituyen la mayor fuente de producción de cobre de Perú (minas Cuajone, Cerro Verde-Santa Rosa y Toquepala). Éstas, junto con el prospecto Quellaveco, concentran los mayores recursos cupríferos de esta franja de pórfidos (estimados en 39 Mt Cu; Camus 2003). En Chile esta franja se extiende aproximadamente a lo

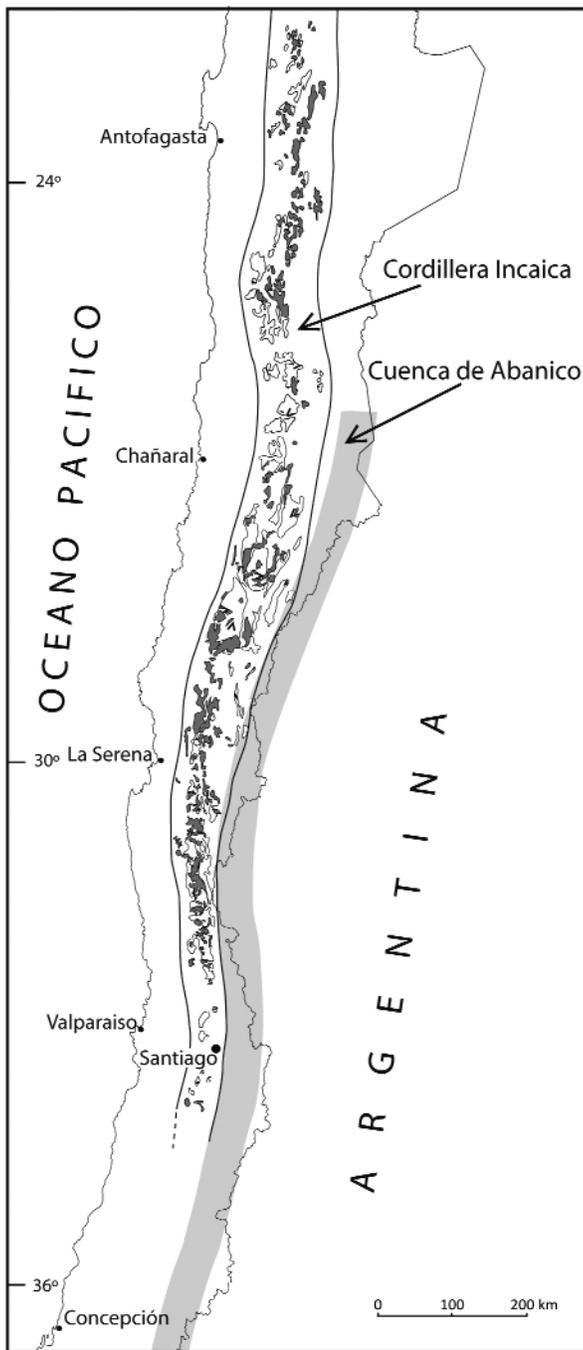


Figura 2: Distribución tentativa de la Cordillera Incaica y cuenca de Abanico. La orogénesis incaica en el Eoceno Medio alzó el arco del Cretácico Tardío - Paleógeno Temprano (segunda etapa del ciclo andino; véase Fig. 1) dando origen a la Cordillera Incaica. Los afloramientos que permiten reconstruir la distribución de la Cordillera Incaica corresponden a los del arco magmático del Cretácico Tardío - Paleógeno Temprano: Rocas intrusivas, en gris, y rocas volcánicas, sin relleno. La cuenca extensional de Abanico (gris claro) se desarrolló al este de esa cordillera, entre aproximadamente 26° y 38°S (adaptado de Charrier *et al.* 2007).

ten visualizar un control estructural regional.

El arco Paleoceno a Eoceno Medio representaba en este momento el relieve principal del orógeno y, como tal, debe haber determinado la divisoria de aguas (Fig. 4a). Si bien la erosión de este relieve debe haber generado depósitos detríticos sobre ambos flancos, en el flanco occidental no se conocen depósitos de esta edad en territorio chileno. Estos fueron, probablemente, transportados por los ríos hasta la plataforma continental.

En la vertiente oriental de la cordillera, en el Altiplano boliviano, este periodo se caracterizó por una reducida sedimentación con abundantes intercalaciones de paleosuelos (Horton *et al.* 2001, McQuarrie *et al.* Tardío 2005) y aportes sedimentarios provenientes desde el este (Horton *et al.* 2001) y noreste (Rochat 2002) que dieron origen a la parte superior de la Formación Santa Lucía o Formación Cayara, según Marocco *et al.* (1987), Sempere *et al.* (1997) y Rochat (2002), cuya base fue datada por métodos magnetoestratigráficos en ~58 Ma (Paleoceno Tardío) (Sempere *et al.* 1997). Estas características permiten deducir para este momento una muy escasa subsidencia en esta región (Horton *et al.* 2001, McQuarrie *et al.* 2005), que se puede relacionar con (1) subsidencia termal en la etapa final del rift de Salta (Marquillas y Salfity 1988, Cristallini *et al.* 1997, Salfity y Marquillas 1999, Marquillas *et al.* 2005, McQuarrie *et al.* 2005); (2) sedimentación distal en una cuenca de antepaís de retroarco; y (3) sedimentación detrás de un dorso periférico (McQuarrie *et al.* 2005). Considerando que en esta región el arco magmático se ubicaba en este período en la Precordillera chilena, una combinación de las dos primeras posibilidades parece ser la situación más probable.

Una situación similar se produce algo más al sur, al este de la Puna, en territorio argentino, con los depósitos del Subgrupo Santa Bárbara del Grupo Salta, que corresponden al relleno final del rift de Salta (Marquillas y Salfity 1988, Del Papa y Salfity 1999, Salfity y Marquillas

largo de la Depresión Central y, aunque se explotan los depósitos Cerro Colorado, Spence y Lomas Bayas y varios prospectos han sido perforados, tales como Mocha, Sierra Gorda, Relincho y Las Pascualas, la franja concentra menor cantidad de cobre (12,7 Mt Cu; Camus 2003) e históricamente ha tenido menor relevancia económica. Los depósitos porfídicos del sur del Perú tienen relación espa-

cial con fallas de carácter regional paralelas al orógeno (de rumbo NW) con una compleja y larga historia de deformación (fallas Incapuquio y Micalaco; e.g., Zweng y Clark 1995). En contraste, en Chile no es aparente una relación de los pórfidos cupríferos de esta edad con estructuras mayores de carácter regional, pero ellos se presentan en zonas cubiertas por rocas y gravas más jóvenes, las que no permi-

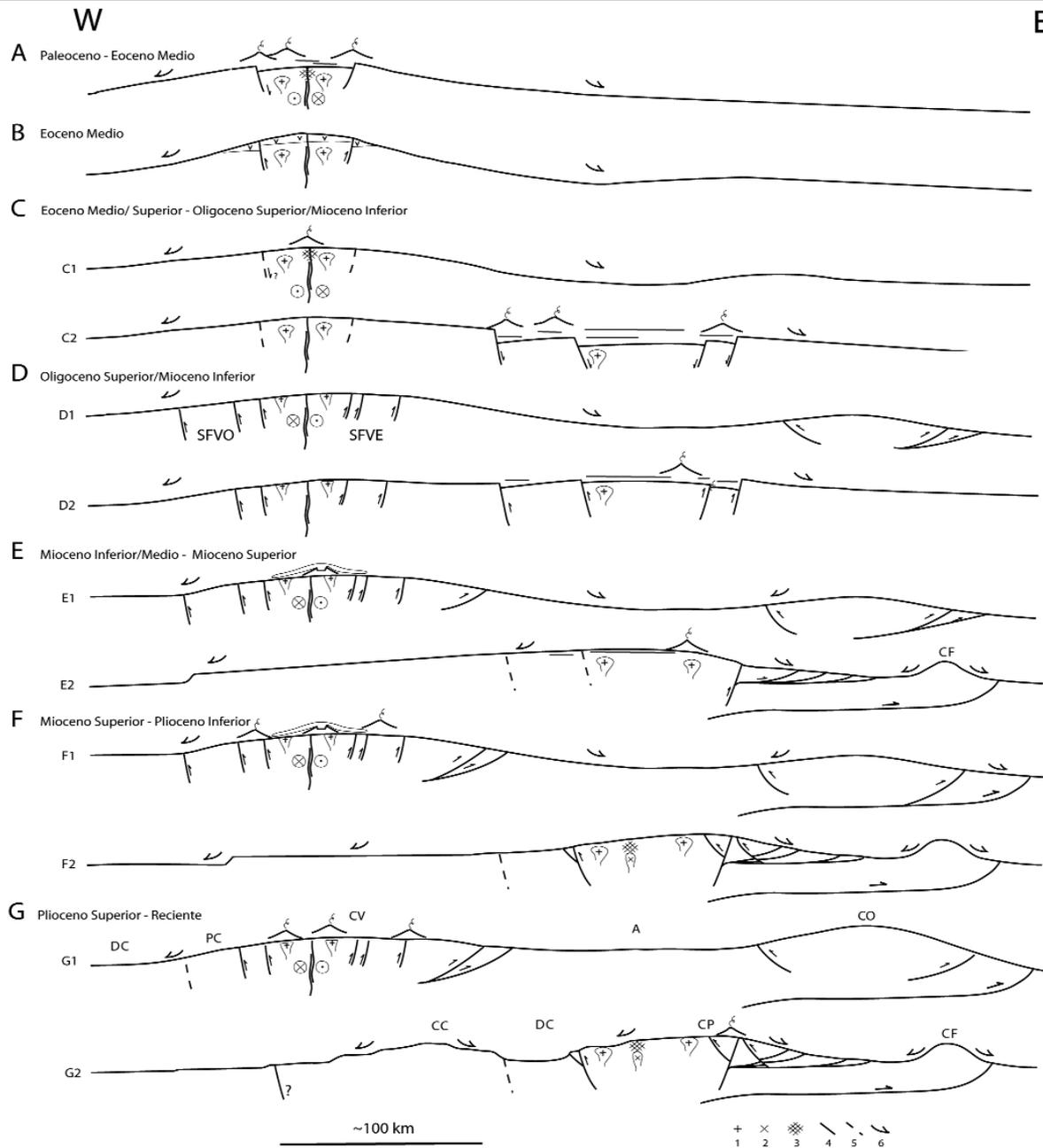


Figura 4: Perfíles esquemáticos a través del orógeno mostrando la evolución tectónica y paleogeográfica durante el Cenozoico mostrando las diferencias desarrolladas al norte y sur de 27°S, principalmente en el retroarco. Los perfíles corresponden a las siguientes etapas: a) Paleoceno - Eoceno Medio, desarrollo de un arco magmático; b) Eoceno Medio, inversión tectónica del arco precedente y formación de la Cordillera Incaica (orogenia incaica); c) Eoceno Medio-Tardío - Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano: c1, Actividad en el arco en la misma ubicación que en el período anterior (arco estático engrosado) y desarrollo incipiente de una cuenca de antepaís de retroarco, al norte de 27°S, y c2. Desarrollo de la cuenca extensional de Abanico, que alojó al nuevo arco migrado al este del anterior, al sur de 27°S; d) Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano: d1, Actividad en los sistemas de fallas inversas con vergencias opuestas en el dominio del arco, desarrollo de la cuenca de antepaís de retroarco y, más al este, desarrollo incipiente de la futura Cordillera Oriental, al norte de 27°S, y d2, Inversión tectónica de la cuenca de Abanico (Orogenia Pehuenche), al sur de 27°S; e) Mioceno Temprano-medio - Mioceno Tardío (~15 a 8-9 Ma): e1, Formación de pedimentos y su incisión en el Mioceno Tardío en el antearco, actividad volcánica explosiva félsica en el arco y cabalgamiento del arco sobre la cuenca de antepaís e inicio del corrimiento andino, al norte de 27°S, y e2, Migración de la deformación y del magmatismo hacia el este, formación de la Cordillera Frontal, basculamiento del orógeno hacia el oeste, peneplanización del antearco e inicio de la incisión fluvial, al sur de 27°S; f) Mioceno Tardío - Plioceno Temprano: f1, Actividad volcánica intermedia en el arco y migración hacia el este del eje de la cuenca en el Altiplano y desarrollo del corrimiento andino, al norte de 27°S, y f2, Expansión tectónica (reinicio de la deformación) y emplazamiento de plutones fértiles al oeste del arco: yacimientos gigantes de pórfidos de Cu-Mo: Río Blanco - Los Bronces y El Teniente) y progresión oriental de las convexidades en los perfíles longitudinales de los ríos (knick-points); g) Plioceno Tardío - Reciente, situación actual, al norte (g1) y al sur de 27°S (g2), A, Altiplano, CC, Cordillera de la Costa, CF, Cordillera Frontal, CO, Cordillera Oriental, CP, Cordillera Principal, CV, Cordillera Occidental o Volcánica, DC, Depresión Central, PC, Precordillera chilena, SFVE, Sistema de fallas de vergencia oriental, SFVO, Sistema de fallas de vergencia occidental. 1, Plutones hipabisales, 2, Plutones subvolcánicos, 3, Alteración hidrotermal. 4, Fallas activas, 5, Fallas inactivas, 6, Sentido de transporte de sedimentos.

en biotita: una de $45,4 \pm 1,2$ Ma en rocas volcánicas cortadas por una falla inversa y otra de $42,9 \pm 1,2$ Ma en una granodiorita que corta la misma falla, lo cual determina una edad promedio de ~ 44 Ma. De acuerdo con estos datos, la orogenia incaica se habría producido en el Eoceno Medio, probablemente, temprano. Según Maksaev y Zentilli (1999), la discordancia incaica es progresiva, es decir transgresiva en el tiempo, y la exhumación de la Cordillera Incaica habría tenido lugar entre, aproximadamente, 50 y 30 Ma (Fig. 3). Este rango muestra que (1) este tipo de eventos tectónicos tiene sobre el orógeno un efecto considerablemente más prolongado que la edad de la discordancia y deformación asociada observada en superficie, y (2) la exhumación precedió y sucedió al emplazamiento de los ricos yacimientos de tipo pórfido cuprífero formados a lo largo de la Precordillera y Cordillera de Domeyko al lado oriental de las fallas emplazadas a lo largo del arco del Paleógeno Temprano (Fig. 4).

En el norte de Chile, entre 21° y 27° S, en la región donde se desarrolló el arco magmático del Paleógeno y posteriormente la Cordillera Incaica, es decir, en la Precordillera o flanco occidental de la sierra de Moreno y la Cordillera de Domeyko, el patrón estructural está determinado por una serie de bloques separados entre sí por un sistema de fallas de orientación NNE que constituye el sistema de fallas de Domeyko (Maksaev y Zentilli 1988, Boric *et al.* 1990) y su prolongación hacia el sur en la falla Sierra Castillo y falla Agua Amarga (Reutter *et al.* 1991, 1996, Tomlinson *et al.* 1994, 1999, Niemeyer 1999, Cornejo *et al.* 2006). Estas fallas tienen una larga historia de movimientos transcurrentes, tanto sinistral como dextral, y desplazamientos inversos (Mpodozis *et al.* 1993, Tomlinson *et al.* 1994, Reutter *et al.* 1991, 1996, Dilles *et al.* 1997, Tomlinson y Blanco 1997a, b, Reutter 2001, Amilibia y Skarmeta 2003) (Fig. 5). Más al sur, este sistema de fallas no ha sido reconocido tan claramente, probablemente debido al

mayor desarrollo de la cobertura mesozoica y cenozoica. Este extenso sistema de fallas representa una zona de debilidad cortical que jugó un papel importante durante las etapas posteriores de la evolución andina.

El alzamiento de la Cordillera Incaica determinó un intenso proceso de erosión, lo que se tradujo en la generación de depósitos sedimentarios clásticos sin a post-tectónicos que se acumularon al pie de ambos flancos del cordón montañoso. Depósitos sintectónicos asociados a la orogenia incaica tienen escaso desarrollo en Chile. En gran medida, estos se encuentran cubiertos por depósitos más jóvenes y han sido considerablemente erosionados. Es posible, además, que gran parte de los materiales que resultaron de la erosión de la Cordillera Incaica hayan sido transportados por los ríos directamente hacia la plataforma continental. A esta etapa corresponden los niveles inferiores de la Formación Azapa (Salas *et al.* 1966), asignada al Oligoceno (García *et al.* 2004, Dunai *et al.* 2005), la parte inferior de la Formación Sichal (Maksaev 1978), del Eoceno Medio-Oligoceno Tardío, según Blanco y Tomlinson (2006) (Fig. 3). Más al este, posiblemente en el flanco oriental de la Cordillera Incaica, se depositó el miembro superior de la Formación Calama (Blanco *et al.* 2003).

En el Altiplano boliviano, la orogenia incaica provocó un cambio en el régimen sedimentario de la Formación Potoco. Ahora, los depósitos de la parte inferior de la Formación Potoco, caracterizados por abundantes intercalaciones de paleosuelos, son sucedidos por una potente serie de areniscas con intercalaciones fangolíticas que constituye la mayor parte de esta unidad. Los depósitos presentan, ahora, una marcada transición de oeste a este, de facies proximales a distales y contienen indicadores de paleocorrientes que indican una proveniencia desde el oeste hacia el este (Sempere *et al.* 1990, Rochat *et al.* 1998, Horton *et al.* 2001, Rochat 2002).

Un poco más al sur, en la Puna oriental, este episodio compresivo sería el causan-

te del desarrollo de la cuenca de antepaís de retroarco que, según Galli y Hernández (1999) se habría iniciado ya en el Eoceno Medio, y de la faja plegada y corrida referida por estos autores y Ramos (1999, Fig. 7) para este período, en el sector de los valles Calchaquíes y el sistema de Santa Bárbara en territorio argentino. Más al sur, en la vertiente oriental de la Cordillera Principal central, los depósitos detríticos asociados a la erosión de la Cordillera Incaica también debieron formar una extensa y espesa cubierta de sedimentos, de la cual en la actualidad sólo quedan remanentes conservados a lo largo de las estructuras que separan a la Cordillera Principal de la Cordillera Frontal (Ramos 1999) y de aquellas que separan a la Cordillera Frontal de la Precordillera y a las distintas unidades de la Precordillera. Depósitos sintectónicos, probablemente asociados con el alzamiento de la Cordillera Incaica, se encuentran en el Valle del Cura, en la Formación Tobas del Valle del Cura, y corresponden al tramo de esta formación datado en 44 ± 2 Ma y 45 ± 2 Ma, o sea, del Eoceno Medio (Limarino *et al.* 1999).

EOCENO MEDIO-TARDIO A OLIGOCENO TARDIO- MIOCENO TEMPRANO

Una vez desarrollada la Cordillera Incaica, la evolución del arco fue sustancialmente diferente al norte y sur de $\sim 27^\circ$ S. Al norte de esta latitud, la actividad magmática de arco fue predominantemente de tipo plutónico y se mantuvo en la misma posición que en el período anterior. En esta región, al este de la Cordillera Incaica se desarrolló una cuenca de antepaís de retroarco con depósitos casi exclusivamente sedimentarios con proveniencia occidental, tanto en el Altiplano en Bolivia (Hérail *et al.* 1997, Rochat *et al.* 1998, Horton *et al.* 2001, Rochat 2002, McQuarrie *et al.* 2005) como en la Puna y Cordillera Oriental en Argentina (Ramos 1999, Galli y Hernández 1999). Al sur de $\sim 27^\circ$ S, la actividad magmática se desarrolló en una amplia cuenca de intra-arco y

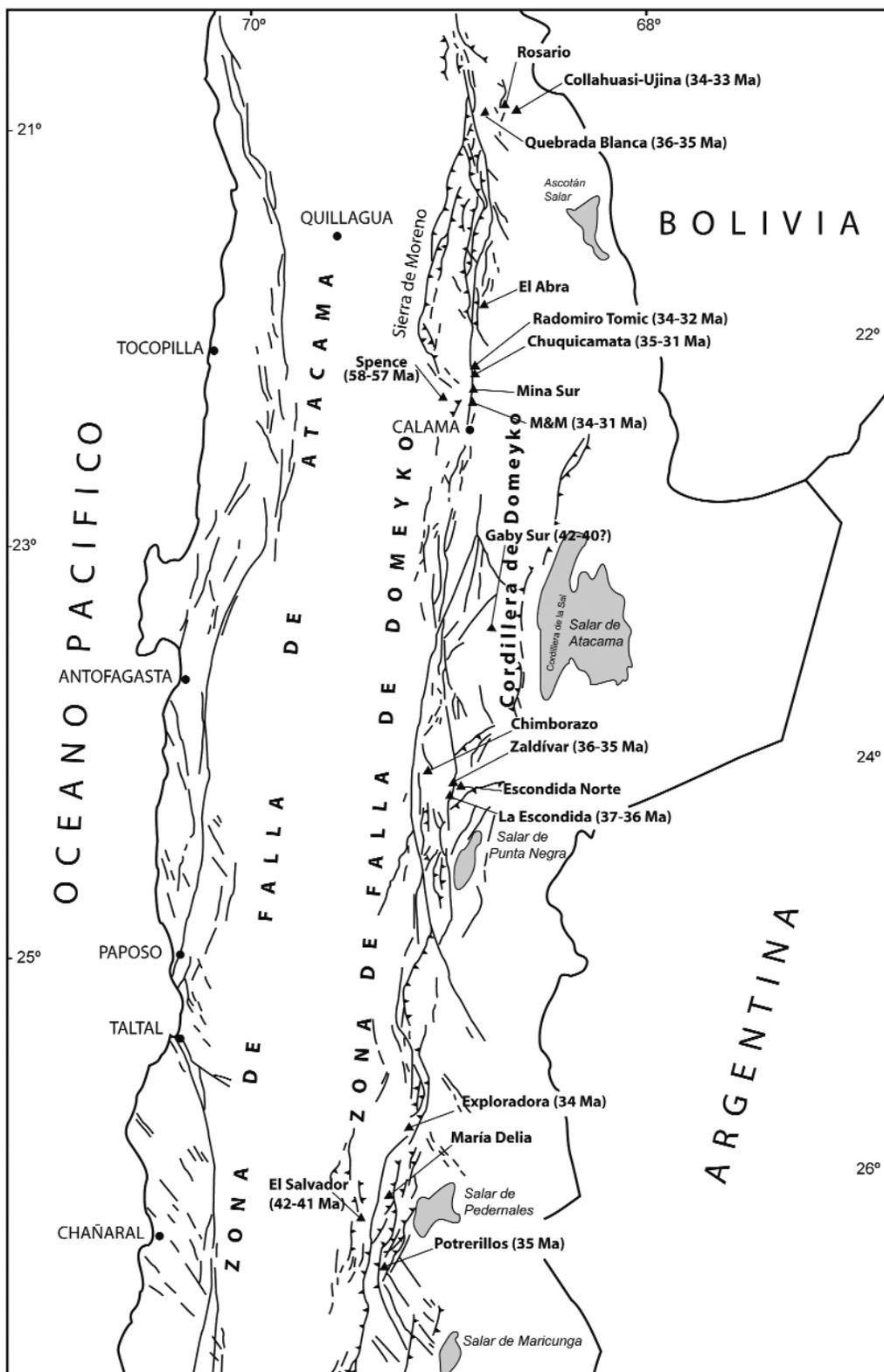


Figura 5: Mapa estructural esquemático del norte de Chile entre 21° y 27°S con la ubicación de las zonas de falla de Atacama y Domeyko y de los yacimientos de tipo pórfido asociados a esta última. Los yacimientos de pórfidos ubicados en el lado occidental de la Zona de Falla de Domeyko están emplazados en rocas del Cretácico Tardío, mientras que aquellos emplazados a su lado oriental se desarrollaron principalmente en rocas en del Paleozoico. Adaptado de Cornejo *et al.* (1997), Camus (2003) y Cornejo (2005).

en una posición más oriental que en el período anterior, quedando ubicada en el flanco oriental de la Cordillera Incaica (Fig. 4c).

En ambas regiones, los remanentes de la Cordillera Incaica y el nuevo arco determinaron la configuración paleogeográfica que prevaleció en este período. Al nor-

te de ~27°S, el relieve, debió estar conformado por la Cordillera Incaica y sus flancos occidental y oriental, y el arco que se mantenía en el eje de esa cordille-

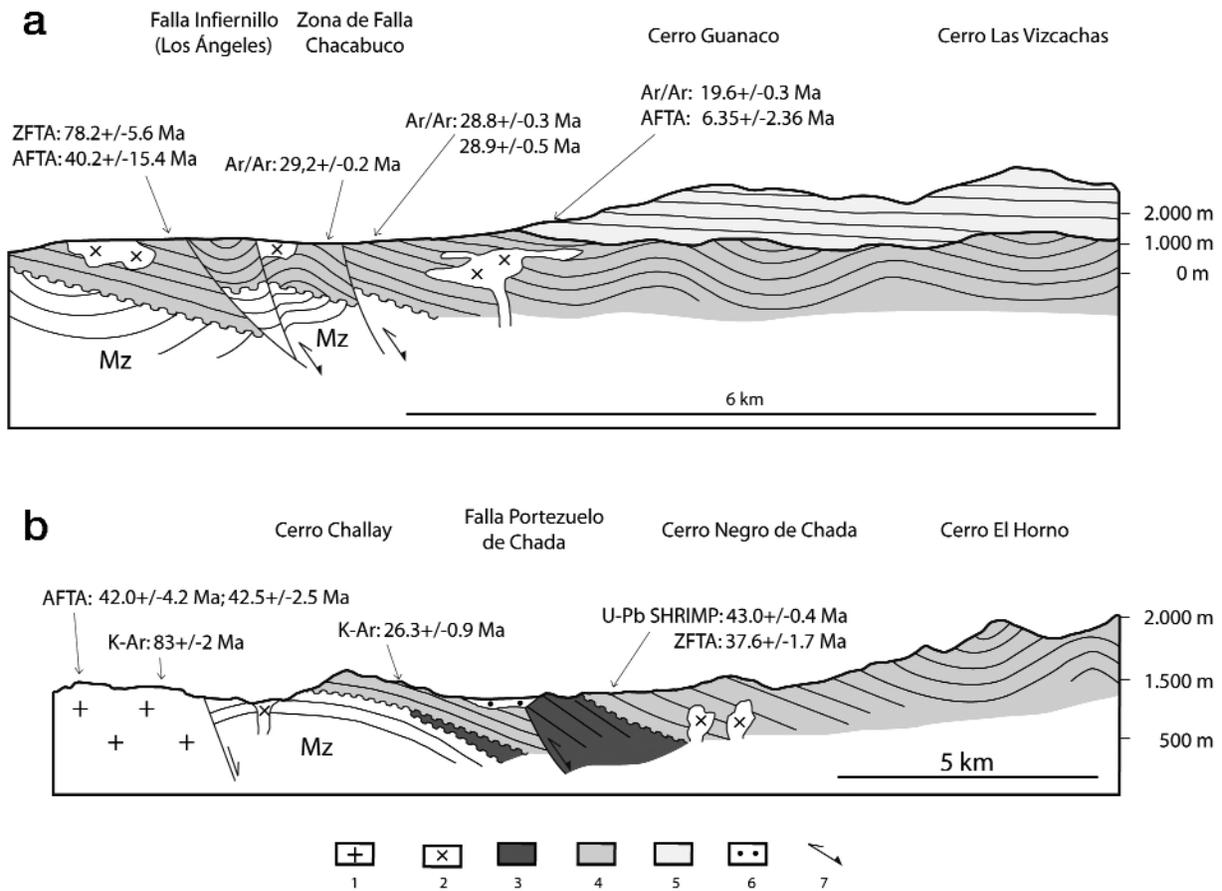


Figura 6: Perfiles que muestran las relaciones de contacto entre las unidades mesozoicas y la Formación Abanico y entre esta última y la Formación Farellones en: a) La Cuesta de Chacabuco, al norte de Santiago, y b) Angostura de Paine, al sur de Santiago, basados en Fock *et al.* (2006) y Fariás *et al.* (2008). AFTA. Edades por trazas de fisión en apatito; ZFTA. Edades por trazas de fisión en circon; Mz, Unidades mesozoicas; 1, Plutones mesozoicos; 2, Plutones cenozoicos; 3, Estratos del Cerro Los Ratones; 4, Formación Abanico; 5, Formación Farellones; 6, Depósitos cuaternarios; 7, Fallas invertidas.

ra. Al sur de esa latitud, el relieve debió estar dominado por la cresta de la Cordillera Incaica y el arco a su lado oriental. La vertiente occidental de este relieve correspondía al flanco occidental de la Cordillera Incaica, mientras que la vertiente oriental correspondía a la ladera oriental del arco y a la parte distal del flanco oriental de la Cordillera Incaica. En esta región, el relieve que formaba este nuevo arco no debió ser muy importante; sin embargo, es probable que, con la erosión que gradualmente rebajó la altura de la Cordillera Incaica, la divisoria de aguas del orógeno haya migrado hacia el este durante este periodo, ubicándose en el dominio del arco. Los detritos resultantes de la erosión de este relieve se conocen en ambas vertientes de la actual cordillera.

El antearco

A causa de la erosión resultante del alzamiento de la Cordillera Incaica se formó en el flanco occidental de esta cordillera una extensa superficie de abrasión denominada pediplano de Choja (Galli 1957), labrada en rocas paleozoicas y mesozoicas. Sobre esta superficie, bien reconocida en el norte de Chile, se acumularon los depósitos que rellenaron la actual Depresión Central y posteriormente traslaparon a la actual Precordillera. Estos depósitos, que se analizan a lo largo de este artículo, constituyen en la vertiente occidental de la Cordillera Incaica una extensa acumulación detrítica que forma una sucesión prácticamente ininterrumpida. Esta sucesión no sólo corresponde al momento inmediatamente posterior a la

formación de la Cordillera Incaica, sino que se continuó en el tiempo y refleja los diferentes pulsos tectónicos que se sucedieron a lo largo del resto del Cenozoico y que sucesivamente rejuvenecieron el relieve.

Los depósitos que se asocian a la erosión del flanco occidental de la Cordillera Incaica con posterioridad a la discordancia Incaica, pero coetáneos con el proceso de exhumación que le sucedió, se conocen en el norte de Chile desde 18°30'S, en el sector de Arica, hasta 23°S, frente a Antofagasta, y corresponden, de norte a sur, a las partes superiores de las mencionadas formaciones Azapa, del Oligoceno (García *et al.* 2004, Dunai *et al.* 2005), Sical, del Eoceno Medio al Oligoceno Tardío (Maksaev 1978, Blanco y Tomlin-

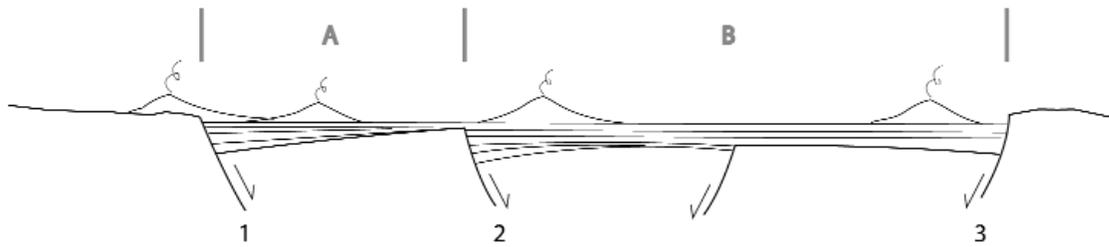


Figura 7: Arquitectura tentativa de la cuenca extensional de Abanico en Chile central, que muestra las fallas principales que participaron en la extensión y, posteriormente en la inversión tectónica de la cuenca y los compartimentos principales de la cuenca (A y B), 1) Falla Los Ángeles - Infiernillo - Portezuelo Chada, 2) Falla Pocuro - San Ramón, 3) Falla El Diablo - Las Leñas - El Fierro. La falla sin numeración generó, durante la inversión de la cuenca, una marcada estructura de crecimiento.

son 2006), a la Formación Yalqui, parte inferior del Grupo El Loa, en la cuenca de Calama (Blanco *et al.* 2003) y, a la parte superior del Grupo Purilactis y a la Formación Tambores, en la Cuenca del Salar de Atacama (Hartley *et al.* 1992, Flint *et al.* 1993, Charrier y Reutter 1994, Mpodozis *et al.* 1999, 2000, Muñoz *et al.* 2002) (Fig. 3).

El arco

En la parte al norte de $\sim 27^{\circ}\text{S}$, a pesar del engrosamiento cortical causado por la orogenia incaica en el dominio del arco, la actividad magmática de este periodo se mantuvo en la misma ubicación que tuvo en el período anterior (Figs. 3 y 4c). Esta actividad estuvo representada, principalmente, por intrusiones asociadas a pórfidos y controlada por las estructuras del sistema de falla de Domeyko y limitada a ciertos sectores de la Cordillera de Domeyko donde se formaron enormes depósitos de tipo pórfido de Cu-Mo entre los 42 y 31 Ma (Maksaev 1990, Camus 2003, Sillitoe y Perelló 2005). Esta actividad se desarrolló entre los 42 y 31 Ma y estuvo restringida al emplazamiento de stocks epizonales en ciertos sectores localizados a lo largo del sistema de falla de Domeyko (Fig. 5) en los cuales en la etapa más tardía del magmatismo se desarrollaron importantes sistemas porfídicos. Estos últimos dieron origen a pórfidos de Cu-Mo de clase mundial, los que en conjunto constituyen la mayor concentración cuprífera del mundo (recursos mas producción estimados en 220 Mt Cu y 4,35 Mt Mo; Camus 2003). Los pórfidos de Cu-Mo mayores y de mayor ley

son los más jóvenes de esta franja y tienen un marcado control estructural; por ejemplo, Chuquicamata se formó entre los 35-31 Ma en una zona de falla, la que tuvo movimientos pre-, sin y post-mineralización (e.g., Lindsay 1997, Ossandón *et al.* 2001, Camus 2003). Estos pórfidos de Cu-Mo constituyen una franja de más de 1.500 km de largo que se extiende desde el sur del Perú y a lo largo de la Cordillera de Domeyko, hasta la latitud de 31°S . Sin embargo, los depósitos se agrupan en zonas que tuvieron actividad magmática precursora; por ejemplo, el Grupo de Collahuasi (minas Quebrada Blanca, Rosario, Ujina), el Grupo de Chuquicamata (minas Chuquicamata y Radomiro Tomic y prospectos Alejandro Hales, Quetena, Toki, Genoveva y Opache), el Grupo de La Escondida (minas Escondida y Cerro Zaldivar y los prospectos Escondida Norte y Chimborazo), Grupo de El Salvador (minas El Salvador y Potrerillos) y Grupo El Morro (prospectos La Fortuna, El Morro y El Negro, a diferencia del resto este grupo, es de pórfidos Cu-Au-Mo). La rica mineralización hidrotermal de Cu-Mo del Eoceno Tardío - Oligoceno Temprano está ligada a un magmatismo con signatura adakítica, consistente con una corteza continental significativamente engrosada (Oyarzún *et al.* 2001, Haschke *et al.* 2002) y que representó la última manifestación ígnea a lo largo de la Cordillera Incaica (Cordillera de Domeyko).

Al sur de $\sim 27^{\circ}\text{S}$, en el flanco oriental de la Cordillera Incaica se desarrolló la cuenca extensional de intra-arco fuertemente subsidente de Abanico, la cual re-

presenta el evento más característico de este periodo en esta región (Fig. 4). Antecedentes de continuidad estructurales y de plutones y afloramientos de las formaciones depositadas en la cuenca permiten señalar que ésta se habría extendido en territorio chileno entre aproximadamente 28° y 39°S (Charrier *et al.* 2005b, 2007, Flynn *et al.* 2008) y que su orientación habría sido esencialmente NNE, o sea paralela a la Cordillera Incaica (Charrier *et al.* 2007) (Fig. 2). De acuerdo con su ancho (~ 70 km) y su longitud (>1.000 km) y el gran espesor de los depósitos alojados en ella (~ 3.000 m) consideramos que esta cuenca representa un rasgo tectónico y paleogeográfico mayor de la parte sur de los Andes Centrales.

La extensión que dio origen a esta cuenca estuvo asociada con adelgazamiento cortical, alto flujo calórico y magmatismo con afinidades predominantemente toleíticas (Nyström *et al.* 1993, Kay y Kurtz 1995, Kay y Abbruzzi 1996, Kurtz *et al.* 1997, Zurita *et al.* 2000, Charrier *et al.* 2002). Fuentes (2004) y Muñoz (2005) señalaron, además, que los magmas presentan de oeste a este una disminución del componente de subducción y un aumento de los procesos de contaminación cortical.

En la región central de Chile (33° - 36°S), al comenzar la extensión, se estaba produciendo exhumación en la Cordillera de la Costa (probablemente continuaba la exhumación asociada a la orogenia incaica detectada más al norte por Maksaev y Zentilli 1999), Edades por trazas de fisión (incerteza de 1σ) en cristales de apatito provenientes de rocas cretácicas que

conforman el borde oriental de esta cordillera, entre 32°30'S y 34°S, dieron edades de $35,9 \pm 5,1$ Ma; $40,0 \pm 4,2$ Ma y $42,5 \pm 2,5$ Ma (Fariás *et al.* 2008) (edad promedio: $42,2 \pm 5,4$ Ma), que ubican este episodio de exhumación en el Eoceno Medio (Fig. 3). Esta exhumación se puede relacionar con el alzamiento causado por la orogenia incaica al cual se habría superpuesto el alzamiento del borde oeste de la cuenca de Abanico al iniciarse la extensión (alzamiento de las "hombreras" del graben). La existencia de gruesos depósitos que constituyen la unidad Estratos del Cordón de los Ratonos datados en $43,0 \pm 0,4$ Ma, coetáneos con exhumación referida y depositados al este de las rocas exhumadas, pone en evidencia que la extensión se habría iniciado en ese momento. De acuerdo con lo anterior, se puede concluir que la exhumación de las unidades mesozoicas que formaron parte de la Cordillera Incaica, en este caso en el borde oriental de la Cordillera de la Costa de Chile central, fue un proceso generalizado en el Eoceno Medio y que, probablemente, continuó en el Eoceno Tardío y Oligoceno Temprano conjuntamente con el desarrollo de la cuenca extensional.

De acuerdo con lo anterior, el desarrollo extensional se habría iniciado en el Eoceno Medio, poco antes de $43,0 \pm 0,4$ Ma, edad que corresponde a la de los depósitos más antiguos conocidos para de la cuenca de Abanico, y se mantuvo a lo largo de todo el Oligoceno y alcanzó, en algunas regiones, hasta el Mioceno Temprano (Fig. 3). El proceso extensional fue sucedido por una inversión tectónica parcial de la cuenca. Los depósitos más antiguos en esta cuenca corresponden a: 1) Los ya mencionados Estratos del Cordón de los Ratonos (Sellés y Gana 2001), un equivalente de la parte inferior de Formación Abanico expuesto en la Depresión Central, datados en $43,0 \pm 0,4$ Ma (U-Pb SHRIMP en cristales de circon) y $37,6 \pm 1,7$ Ma (trazas de fisión en circon con un error de 1σ) (Fock 2005, Fock *et al.* 2006) (Fig. 6); 2) las capas basales de la Formación Abanico en Termas del Flaco

(valle de Tinguiririca, Cordillera Principal), dispuestas en traslape (*onlap*) sobre niveles mesozoicos (parte inferior fosilífera jurásica de la Formación Baños del Flaco y estratos rojos, portadores de restos de dinosaurios, denominados informalmente *Brownish-Red Clastic Unit* o BRCU), que contienen una intercalación basáltica datada en $36,22 \pm 0,19$ Ma (plataeu $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ en roca total) y $37,67 \pm 0,31$ Ma y $37,22 \pm 0,85$ Ma ($^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ en cristales individuales de plagioclasa y biotita, respectivamente) y abundantes restos de mamíferos fósiles (Fauna de Tinguiririca; Flynn *et al.* 2003) del Oligoceno Temprano (Charrier *et al.* 1996); y 3) el intervalo de Formación Abanico expuesto a 12-14 km al oeste de Termas del Flaco, que contiene una fauna asignada al Eoceno Medio tardío (Fauna de El Tapado; Flynn *et al.* 2003). Existe, también, una edad del Oligoceno Temprano ($30,93 \pm 1,90$ Ma) para la parte inferior de la columna del cerro Abanico (localidad tipo de la formación homónima), frente a la ciudad de Santiago (Vergara *et al.* 2004). Entre 32° y 36°S, la extensión se concentró en tres sistemas de fallas mayores de alto ángulo y orientación N-S, los que posteriormente controlaron la inversión de la cuenca, que son, de oeste a este: 1) Falla Los Ángeles - Infiernillo - Portezuelo Chada, con manteos al este; 2) Falla Pocuro - San Ramón, con manteo al este; y 3) Falla El Diablo - Las Leñas - El Fierro, con manteo al Oeste (Fock *et al.* 2006, Fariás *et al.* 2008). Estas fallas delimitaron dos compartimientos principales y subsidentes (Fig. 7). El compartimiento oriental alojó el mayor espesor de depósitos volcánicos y volcanoclásticos, que superan los 3.000 m de espesor.

Otro aspecto importante relacionado con este período es que la existencia de la cuenca extensional, en conjunto con la profusa actividad magmática y el aparente alto flujo calórico asociado, generaron un ambiente apropiado para el desarrollo del ubicuo metamorfismo de bajo grado que afecta a su relleno, el cual es prácticamente desconocido en la suprayacente Formación Farellones, desarrollada con

posterioridad a la inversión de la cuenca de Abanico (Levi *et al.* 1989, Vergara *et al.* 1993, Carrasco 2000, Oliveros *et al.* 2008).

A 36°S, estos depósitos se extienden hacia la vertiente argentina, donde la extensión del Eoceno Tardío y Oligoceno se manifestó con el desarrollo de la cuenca de Loncopué (Ramos y Folguera 2005). Al sur de 39°S, estos depósitos se continúan en territorio argentino y forman parte de la denominada cuenca de Ñirihua (Cazau *et al.* 1987, Dalla Salda y Franzese 1987, Spalletti y Dalla Salda 1996). En la actual Depresión Central de Chile entre 36° y 40°S, existen también depósitos de edad oligocena-miocena (Elgueta *et al.* 2000) que, probablemente, se formaron en este período extensional.

El retroarco

En la vertiente oriental de los Andes, en el Altiplano boliviano entre 16° y 22°S, la parte superior de los 3.000 a 6.500 m de depósitos clásticos continentales de la Formación Potoco (Paleoceno Tardío - Oligoceno) y equivalentes (Tiahuanaco, Turco y Berenguela; Hérail *et al.* 1997), cuyos componentes tienen una proveniencia desde el oeste (Sempere *et al.* 1990, Horton *et al.* 2001), probablemente sean derivados orientales de la Cordillera Incaica (Fig. 3). Esta cordillera correspondería a la "fuente orogénica" de los sedimentos de la Formación Potoco, sugerida por Horton *et al.* (2001). Algo más al sur, en los valles Calchaquíes, se continuaba la sedimentación y la profundización en la cuenca de antepaís de retroarco con los depósitos de la Formación Los Colorados de manera similar a lo que estaba ocurriendo en la región altiplánica de Bolivia (Galli y Hernández 1999). Según estos autores, en este período los aportes fueron predominantemente desde el oeste y en menor proporción desde el este. Es probable, entonces, que los aportes desde el oeste provengan de la Cordillera Incaica. Este período habría correspondido a una etapa de tranquilidad tectónica con el desarrollo de un dorso periférico (peripheral bulge) que habría limitado

la cuenca por el este (Galli y Hernández 1999). En Argentina central, en algunas de las depresiones que separan las unidades morfoestructurales, existen depósitos detríticos cuya edad permite relacionarlos con la erosión en el nuevo arco/intra-arco y su flanco oriental (Fig. 3). Depósitos de este tipo se conocen en la cuenca del Valle del Cura y, en particular, en los niveles superiores de la Formación Tobas del Valle del Cura ubicados sin interrupción por encima del intervalo datado del Eoceno medio (vease Limarino *et al.* 1999, Ramos 1999, Litvak *et al.* 2007). Se trata de los niveles del Eoceno Tardío, datados en 36 ± 1 Ma y 34 ± 1 Ma (Limarino *et al.* 1999), que se continúan ininterrumpidamente hasta el Oligoceno. Más al sur, depósitos de esta misma edad y, probablemente, del mismo origen podrían corresponder a los "Rodados Lustrados" (Polanski 1957), en la cuenca de Tunuyán.

OLIGOCENO TARDÍO-MIOCENO TEMPRANO A MIOCENO TARDÍO TEMPRANO

Orogenia pehuenche

En este momento se inició en la región andina aquí considerada un episodio de deformación compresiva, que se prolongó con pulsos sucesivos hasta el Mioceno Tardío (Fig. 3), los cuales pueden correlacionarse con las fases quechua inicial y principal (Salfity *et al.* 1984). Este episodio de deformación estuvo probablemente relacionado con el incremento de la velocidad de convergencia de placas detectado por Pardo-Casas y Molnar (1987) y Somoza (1998) a fines del Oligoceno (Charrier *et al.* 2002). Este episodio tuvo un efecto regional y causó la reactivación de fallas pre-existentes, tanto en los flancos del relieve remanente de la Cordillera Incaica y el retroarco al norte de $\sim 27^\circ\text{S}$, como en el dominio de intra/arco al sur de esa latitud, produciendo el rejuvenecimiento del relieve (Fig. 4). Esta situación provocó nuevamente la generación de importantes volúmenes de sedimen-

tos clásicos detríticos que se acumularon a ambos lados de los relieves entonces existentes. El inicio de este episodio, que coincide con la orogenia pehuenche (Yrigoyen 1993), conocida para la cordillera de Argentina y Chile centrales, está comprendido entre el Oligoceno Tardío y el Mioceno Temprano y es variable según las localidades. Su término se lo asocia con el inicio de la incisión del relieve en el antearco en el Mioceno Tardío temprano (Isacks 1988, Lamb *et al.* 1997, Pinto *et al.* 2004, Riquelme *et al.* 2007, Farías *et al.* 2005, 2008). Esta incisión fue probablemente provocada por un fuerte alzamiento y al basculamiento hacia el oeste del orógeno debido a la actividad de grandes cabalgamientos intra-corticales de vergencia oriental que emergieron en el frente oriental andino (Isacks 1988, Mpodozis y Ramos 1989, Giambiagi *et al.* 2003, Farías *et al.* 2005, Fock *et al.* 2006, entre otros).

A fines de este período, alrededor de 12 Ma, se inició la configuración de una nueva segmentación del orógeno andino con la subducción del trazo de orientación cercanamente este-oeste de la dorsal de Juan Fernández bajo el margen continental. Esto determinó el desarrollo de un segmento de subducción plana, entre 27° y 33°S , y una nueva segmentación del orógeno, con segmentos de subducción normal ($\sim 30^\circ$) al norte y sur del segmento de subducción plana (Jordan *et al.* 1983, Isacks 1988, Barzangui y Isacks 1976, Gutscher 2002, Yáñez *et al.* 2002, Ramos *et al.* 2002).

El antearco

En el norte de Chile, a la latitud de Arica, en la vertiente occidental de la cordillera, este episodio de deformación se manifestó con la actividad de dos sistemas de fallas inversas: 1) Un sistema de orientación N a NNO, de fuerte inclinación (60° o más), y de vergencia y progresión al oeste desarrollado en la Precordillera (Muñoz y Charrier 1996, Charrier y Muñoz 1997, Pinto *et al.* 2004, Victor *et al.* 2004, Farías *et al.* 2005, más referencias

en Charrier *et al.* 2005a, 2007), que se puede seguir a lo largo de la Precordillera, hasta más al sur que Iquique y, hacia el norte, en la parte sur de Perú (David 2007), y 2) un sistema con vergencia al este desarrollado en la Cordillera Occidental al este del sistema con vergencia al oeste (Riquelme y Hérial 1997, Charrier *et al.* 2005a), y probablemente ubicado al este de la cresta o eje del relieve remanente de Cordillera Incaica (Fig. 4). Este sistema se manifestó por una falla expuesta de alto ángulo, una falla ciega que dio origen al Anticlinal de Chucal, estructuras de crecimiento y discordancias progresivas en el limbo oriental de este pliegue (Charrier *et al.* 2005a). Debido a las vergencias opuestas que presentan ambos sistemas, se formó entre ambos un bloque elevado, denominado Cordón de Chapiquiña-Belén (Charrier *et al.* 1999, 2000). Este bloque elevado correspondió probablemente al eje de la Cordillera Incaica y su alzamiento produjo un rejuvenecimiento de su relieve. Remanentes actuales de este cordón hacia el sur podrían ser la sierra de Moreno, hasta la latitud de Antofagasta, y la Cordillera de Domeyko, más al sur, ambas flanqueados por sistemas de fallas inversas con vergencias opuestas.

En la Precordillera de Arica, la actividad del sistema de fallas con vergencia al oeste se manifestó con varios pulsos que dieron origen a gruesos depósitos sintectónicos: $\sim 18,2 \pm 0,8$ (K-Ar, toba, roca total), que dio origen a la Formación Jorcane, ~ 16 Ma, que dio origen a la Formación El Diablo, y entre $11,7 \pm 0,7$ y $10,7 \pm 0,3$ Ma, que dio origen a la Formación Huaylas (García 1996, 2002, García *et al.* 2004) (Fig. 3). La actividad del sistema de fallas con vergencia al este, al este del anterior, que se manifiesta en una serie de estructuras de crecimiento que indican un desarrollo más continuo, estuvo comprendida entre $18,8 \pm 0,1$ Ma (^{40}Ar - ^{39}Ar en sanidina en la base de la Formación Chucal, discordante sobre la Formación Lupica; Wörner *et al.* 2000) y la edad del techo de la suprayacente Formación Quebrada Macusa, ligeramente

plegada, del cual se dispone de las siguientes dataciones $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$: $11,2 \pm 0,5$ Ma (toba, roca total) y $9,6 \pm 0,7$ Ma (en anfíbol) (García *et al.* 2004). Los depósitos que sobreyacen a esta última formación no están deformados. En esta región, la actividad asociada con este evento tectónico tuvo una duración de unos 9 Ma, entre la parte superior del Mioceno Temprano y la parte inferior del Mioceno Tardío.

Un poco más al sur, a la latitud de Iquique, se observan sólo los depósitos acumulados en el sector oriental de la Depresión Central y la Precordillera. Allí, estos depósitos suceden en continuidad a la Formación Azapa, del Oligoceno, mientras que más al este, en la Precordillera, se disponen en discordancia sobre el Pediplano de Choja (Fig. 3). Este pediplano presenta evidencias de haber sufrido una etapa de incisión fluvial previa a la sedimentación, lo cual indica que, antes de ser recubierto, el relieve resultante de la actividad tectónica era considerable. De acuerdo con esto, se puede señalar que los depósitos más occidentales (que hoy en día se encuentran en la Depresión Central) fueron transportados por ríos alojados en cauces relativamente profundos y que estos sedimentos corresponden a la acumulación producida por conos aluviales coalescentes. En la Precordillera, la agradación sobre el pedimento de Choja se habría producido en traslape y habría estado probablemente favorecida por la ausencia de acceso al mar de los ríos. El inicio de la sedimentación en el Oligoceno Tardío marca el primer pulso de deformación en esta región. Los depósitos corresponden a las siguientes formaciones, de norte a sur: La Formación Oxaya, esencialmente ignimbrítica, del Oligoceno Tardío al Mioceno Temprano (Salas *et al.* 1966, García *et al.* 2004), que sobreyace en transición a la Formación Azapa en la Depresión Central, mientras que en la Precordillera se dispone, junto con la Formación Lupica, su equivalente lateral hacia el este, en discordancia sobre el pedimento de Choja. La Formación Latagualla, de edad miocena inferior

(Pinto *et al.* 2004), un equivalente lateral hacia el sur de la Formación Oxaya, que también se dispone en la Precordillera sobre el pedimento de Choja. En cambio, sólo un poco más al sur, la Formación Altos de Pica, de edad oligocena superior - miocena inferior (Galli 1957, Thomas 1967, Galli y Dingman 1962, Victor *et al.* 2004, Farías *et al.* 2005, Muñoz 2007), se apoya en la Depresión Central sobre la Formación Azapa y en la Precordillera sobre el pedimento de Choja; en cambio, a 22°S, esta formación se apoya en discordancia sobre la Formación Sichal (Blanco y Tomlinson 2006). Cabe hacer notar que la participación de las intercalaciones ignimbríticas en estos depósitos es variable, siendo muy importante en el extremo sur del Perú y norte de Chile (formaciones Huaylillas y Oxaya, respectivamente), mientras que hacia el sur esta participación decrece considerablemente. Algo más al sur (23°S), se agregan a este grupo los depósitos que constituyen una serie de formaciones de edad miocena inferior a media (Formaciones Jalquinche, Lasana, El Yeso) que conforman el Grupo El Loa en la cuenca de Calama (Blanco *et al.* 2003, May *et al.* 2005).

El pulso siguiente de deformación está marcado por el inicio de la depositación de la Formación El Diablo (Tobar *et al.* 1968, García *et al.* 2004, Pinto *et al.* 2004, Farías *et al.* 2005, Muñoz 2007), de edad miocena media a superior, compuesta por gruesos conglomerados y areniscas inmaduras. Esta formación, definida en la región de Arica, corresponde en la región de Iquique al miembro superior de la Formación Altos de Pica en su definición original. Se conoce a estos depósitos en la Depresión Central y en la Precordillera, desde el sur de Perú hasta la región de Iquique, donde se disponen en continuidad estratigráfica sobre las unidades cenozoicas precedentes (Formaciones Oxaya y Altos de Pica). Estos depósitos fueron recubriendo en traslape al flanco occidental de la Cordillera Incaica para formar un extensa cubierta que terminaría por conformar el Pedimento de Tarapacá (Farías *et al.* 2005).

Más al sur, en la región comprendida entre Antofagasta (23°45'S) y Domeyko, al sur de Vallenar (29°S), equivalentes laterales de estos depósitos son: El miembro superior de la Formación Calama (Blanco *et al.* 2003), la Formación Pampa Mulas (Chong 1973, Marinovic *et al.* 1995), y las Gravas de Atacama (Mortimer 1973, Naranjo y Puig 1984) o *Mantling Gravels* de Willis (1929) (Fig. 3). Estos depósitos también recubren el flanco occidental de la Cordillera Incaica y su superficie superior forma el denominado pedimento de Atacama (Clark *et al.* 1967, Sillitoe *et al.* 1968, Mortimer 1973, Naranjo y Paskoff 1980, Riquelme *et al.* 2003, 2007). Incluso, en la franja costera de Caldera (26°45' a 28°S), gravas continentales del Oligoceno Tardío al Mioceno Temprano, denominadas Gravas de Angostura, podrían corresponder a estos depósitos (Marquardt *et al.* 2000). Más al sur de 29°S, en la región central de Chile, tales depósitos son prácticamente inexistentes y probablemente han sido erosionados debido a la mayor pluviosidad de esa región. Estos extensos depósitos, acumulados en el flanco occidental de la Cordillera Incaica, ponen en evidencia un pulso de deformación y sedimentación sintectónica en el Mioceno Temprano tardío: ~18 Ma, en la región de Arica (García 1996, García *et al.* 2004), ~16 Ma en la región de Iquique (Farías *et al.* 2005), y poco antes de 17 Ma, en la región de Chañaral-Copiapó (Riquelme *et al.* 2003). La sedimentación se habría prolongado hasta el Mioceno Tardío temprano (8-9 Ma), activada por nuevos pulsos de deformación compresiva (García *et al.* 2004, Charrier *et al.* 2005a, Farías *et al.* 2005). La sedimentación habría concluido al inicio del Mioceno Tardío, entre 10 y 8 Ma. En la región de Iquique, la superficie pedimentaria desarrollada por encima de la Formación El Diablo está cubierta por la Lava de Tana datada (K-Ar en roca total) en $8,2 \pm 0,5$ Ma (Muñoz y Sepúlveda 1992) y $9,0 \pm 1,0$ Ma (Naranjo y Paskoff 1985). Más al sur, en la región de Chañaral, el pedimento de Atacama está recubierto por la Ignimbrita San Andrés (Clark *et al.*

1967), datada en diversas localidades con edades comprendidas en el rango 10-9 Ma (Clark *et al.* 1967, Sillitoe *et al.* 1968, Mortimer 1973, Cornejo *et al.* 1993, 1998). Estos depósitos volcánicos representan el último evento de depositación en estos pedimentos. A continuación, se habría iniciado la incisión que recorta a los pedimentos de Tarapacá y de Atacama y que puso término a este periodo en el norte de Chile. Esta incisión se explicaría, por un alzamiento de superficie en el borde occidental de la meseta altiplánica (Riquelme *et al.* 2007, Farías *et al.* 2005, Hoke *et al.* 2007). Este alzamiento se debería a un leve basculamiento hacia el oeste de $\sim 1^\circ$ de todo el antearco. Este basculamiento asociado con el alzamiento de superficie habría favorecido el desarrollo de glaciares en las regiones más elevadas (incluyendo los volcanes de la Cordillera Occidental y contribuido a establecer los drenajes que han controlado la excavación de los profundos cañones que caracterizan esta región de aridez extrema).

En el antearco de la región central de Chile se desarrolló también un proceso de peneplanización atestiguado por remanentes de superficies de bajo relieve, ligeramente inclinadas hacia el oeste y actualmente elevadas a altitudes crecientes, entre ~ 1.000 y 3.000 m s.n.m., a medida que se avanza hacia el este (Farías *et al.* 2008, Muñoz-Cordero 2008, Escribano 2009). Estas superficies, por su escaso relieve y su continuidad hasta la costa, deben haberse formado a escasa altura por sobre el nivel de base de la erosión al momento en que se originaron. La disposición escalonada y frecuentemente controlada por fallas mayores de alto ángulo sugiere que podría tratarse de una misma superficie, aún cuando esto está todavía por demostrarse. La edad de formación de estas superficies está poco definida. Éstas están fundamentalmente construidas sobre rocas volcánicas miocenas de la Formación Farellones (vease a continuación) e intrusivos emplazados en esta formación, como, por ejemplo, el Plutón La Gloria, cuya edad U-Pb en circón es de

$10,3 \pm 0,2$ Ma (Deckart y Godoy 2006). En el sector del yacimiento de cobre porfídico de Río Blanco - Los Bronces, la Riolita La Copa, depositada a más de 3.000 m de altitud sobre la superficie, fue datada por Quirt *et al.* (1971) en $4,0 \pm 0,2$ Ma (K-Ar en biotita) y el Complejo Volcánico La Copa, a la misma altitud, tiene una edad comprendida entre $4,55$ y $5,88$ Ma (la edad promedio de 17 edades U-Pb SHRIMP en circones es $4,92 \pm 0,09$ Ma; Dekart *et al.* 2005). Estas edades permiten establecer una edad máxima del Mioceno Tardío temprano y una edad mínima del Mioceno Tardío terminal para la formación de la superficie reconocida en el sector oriental de la Cordillera Principal en Chile. Asimismo, permiten determinar que la incisión alcanzó este sector de la Cordillera Principal con posterioridad a 4 Ma.

El basculamiento hacia el oeste (a veces manifestado por un alzamiento diferencial en bloques) que se ha considerado para explicar el inicio de la incisión generalizada a lo largo de la vertiente occidental del orógeno se atribuye a un alzamiento provocado por el avance hacia el este de corrimientos profundos hacia el antepaís andino (Farías *et al.* 2005, Farías 2007, Riquelme *et al.* 2007).

El arco

En el sector al norte de $\sim 27^\circ$ S, el magmatismo en este período se caracterizó por una intensa actividad volcánica explosiva de carácter félsico centrada en la actual Cordillera Occidental, pero que se extendió formando vastas cubiertas ignimbríticas en áreas de la Precordillera y el Altiplano, de la parte sur de Perú y norte de Chile y Altiplano en Bolivia. Son características de esta etapa la Formación Oxa-ya, entre $24,7 \pm 0,3$ Ma y $18,8 \pm 0,2$ Ma (^{40}Ar - ^{39}Ar en sanidina y biotita, respectivamente; García *et al.* 2004) y sus equivalentes las formaciones Huaylillas, en Perú (Marocco *et al.* 1985), Mauri, en Bolivia (Rochat 2002, Jiménez *et al.* 2008), y Altos de Pica, más al sur en la región de Iquique (Galli y Dingman 1962, Galli 1968, Lahsen 1982, Farías 2003, Victor *et*

al. 2004, Farías *et al.* 2005, Muñoz 2007). La actividad explosiva félsica se continuó con intensidad marcadamente decreciente en el ámbito del Altiplano - Puna hasta el Plioceno superior (Gardeweg y Ramírez 1985, Naranjo y Cornejo 1992, Mpodozis *et al.* 1995, 2000, Blanco *et al.* 2003, García *et al.* 2004, Jiménez *et al.* 2008, Tomlinson *et al.* 1999, Cornejo *et al.* 1998, entre otros), pero intercalándose a partir de ~ 15 - 16 Ma con la actividad intermedia a básica característica del vulcanismo andino joven.

En la franja de Maricunga entre 26° y 28° S, en la zona de transición entre las dos regiones con diferente comportamiento del arco, éste se encontraba en el flanco oriental de la actual Cordillera de Domeyko. En esta región, la actividad volcánica se inició a los 26 Ma y concluyó a los 5 Ma y se organizó en cinco eventos, de los cuales los cuatro primeros corresponden al lapso comprendido entre 26 y 7 Ma (Oligoceno Tardío - Mioceno Tardío temprano) (Mpodozis *et al.* 1995). Los magmas del evento inicial, entre 26 y 21 Ma, presentan evidencias geoquímicas de una corteza relativamente delgada consistentes con el final del episodio extensional precedente. Con el transcurso del tiempo la geoquímica de los magmas indica un progresivo engrosamiento cortical con excepción del intervalo comprendido entre 16 y 12 Ma, que podría explicarse por adición de componentes corticales al manto, ya sea, por aportes resultantes de erosión cortical por subducción o delaminación de manto litosférico (Mpodozis *et al.* 1995) y que podrían tener relación con la penetración bajo el margen continental de la dorsal de Juan Fernández. La actividad en la Franja de Maricunga (cf., Vila y Sillitoe 1991) dio origen entre los ~ 25 y 20 Ma a pórfidos auríferos (La Pepa, Refugio y Santa Cecilia; e.g., Camus 2003) y depósitos epitermales de metales preciosos asociados (minas Esperanza, La Coipa, La Pepa). Un segundo período de mineralización ocurrió entre los ~ 14 a 12 Ma dando origen a pórfidos de Au (Marte, Lobo, Valy, El Volcán, Escondido) y

pórfidos de Cu-Au (Cerro Casale). Aunque los recursos de oro en los pórfidos de la franja de Maricunga son considerables (estimados en 1.300 toneladas de Au, Camus 2003), el oro se encuentra disperso en depósitos de gran volumen, pero que excepcionalmente tienen leyes superiores a 1 g/t Au y actualmente sólo se explota el pórfido aurífero Refugio.

En la Cordillera Principal de Chile central, el primer pulso de este evento tectónico, la orogenia pehuenche, provocó la inversión tectónica parcial de la cuenca de Abanico, que generó un gradual engrosamiento cortical, y, como en la franja de Maricunga, no interrumpió la actividad magmática entre el Oligoceno Tardío y el Mioceno Temprano. Este evento se manifestó con una intensa y sostenida actividad que dio origen a la Formación Farellones y a diversos cuerpos plutónicos emplazados principalmente en rocas de la Formación Abanico (Kurtz *et al.* 1997). Estos magmas tienen signaturas geoquímicas fundamentalmente calco-alcalinas, que se diferencian de las que presentaban los magmas de la Formación Abanico (Charrier *et al.* 2002, Nyström *et al.* 2003, Kay *et al.* 2005).

La inversión se inició en el Oligoceno Tardío y se prolongó hasta el Mioceno Temprano. Durante este proceso no todas las fallas normales que habían participado en el desarrollo de la cuenca de Abanico se reactivaron (invertieron) al mismo tiempo; algunas, probablemente, nunca lo hicieron. La deformación se observa, por lo tanto, principalmente a lo largo de las grandes fallas que dieron origen a la cuenca y en los lugares algunas fallas menores dieron origen a estructuras (estratos) de crecimiento, mientras que hay sectores donde no se aprecia deformación alguna. Esto explica los siguientes aspectos largamente debatidos en la literatura geológica de Chile central: 1) La ausencia en ciertas localidades de un contacto discordante entre las Formaciones Abanico y Farellones; 2) la existencia en otras localidades de discordancias angulares entre ambas formaciones; y 3) la existencia en algunas localida-

des de niveles de la Formación Abanico más jóvenes que niveles de la parte inferior de la Formación Farellones. Debido al alto ángulo de las fallas invertidas, el acortamiento total producido por la inversión de la cuenca de Abanico y deformaciones posteriores en la vertiente chilena de la Cordillera Principal se estima en sólo ~16 km (Fariás 2007, Fariás *et al.* enviado).

Edades radioisotópicas que limitan la discordancia que separa las Formaciones Abanico y Farellones en la cuesta de Chacabuco, en la parte occidental de la Cordillera Principal a 33°S, indican que la inversión se produjo entre $28,8 \pm 0,3$ Ma, $28,9 \pm 0,5$ Ma y $29,2 \pm 0,2$ Ma para la parte inferior y $19,6 \pm 0,3$ Ma en la parte superior (Fuentes *et al.* 2002) (Fig. 6). Las edades obtenidas para niveles comprometidos con tres estructuras de crecimiento, entre 33°45'S y 34°15'S, indican de oeste a este, que la deformación ocurrió: 1) En el primer caso, antes que $21,3 \pm 0,3$ Ma (U-Pb SHRIMP en cristales de circón) y $21,7 \pm 0,1$ Ma (^{40}Ar - ^{39}Ar edad plateau en plagioclasa) en el valle del Río Maipo en las cercanías del pueblo de San José, a 33°30'S (Fock 2005, Fock *et al.* 2006); 2) en el segundo caso, después de $21,4 \pm 1,0$ Ma (Fock 2005, Fock *et al.* 2006, basado en una edad de Muñoz 2005) en el valle del río Volcán a 33°45'S; y 3) en el tercer caso, algo más tarde, entre $20,09 \pm 0,69$ Ma (^{40}Ar - ^{39}Ar por fusión por laser de cristal de plagioclasa, Flynn *et al.* 1995) y $16,1 \pm 0,5$ Ma (plateau ^{40}Ar - ^{39}Ar ; Kay y Kurtz 1995), en el valle del Río Las Leñas (vease Charrier *et al.* 2002). Estos antecedentes definen un límite superior para la primera etapa de deformación en el Mioceno Temprano en este sector andino y muestran una migración hacia el este de la deformación.

En Chile central, la actividad magmática y la sedimentación, muy subordinada, continuaron después de la inversión, pero quedaron concentradas a lo largo de una franja más estrecha que en el período anterior, la cual coincidió con el compartimiento oriental de la cuenca de Abanico (Fig. 7). El gran espesor de la Formación

Farellones, que alcanza los 3.000 m pone en evidencia una intensa actividad volcánica, asociada probablemente a subsidencia en este sector. La geoquímica del magmatismo presentó ahora una afinidad calcoalcalina. Los cuerpos plutónicos que se emplazaron poco después de la inversión tectónica se ubicaron en la parte más occidental de la Cordillera Principal, como, por ejemplo, el Plutón de La Obra (con edades en diferentes minerales comprendidas entre $21,6 \pm 4,9$ Ma y $16,2 \pm 0,3$ Ma; Kurtz *et al.* 1997), en el valle del río Maipú. El alineamiento norte-sur que presentan estos plutones a lo largo del borde occidental de la Cordillera Principal sugiere que su emplazamiento estuvo controlado por fallas, como la falla San Ramón, que limitó por el oeste el compartimiento oriental de la cuenca de Abanico.

Desde el inicio de la inversión hasta el final del período aquí descrito, la velocidad de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericanas detectada por Pardo-Casas y Molnar (1987) y Somoza (1998) continuó incrementándose, lo que sugiere una estrecha relación entre la mayor velocidad de convergencia y la sostenida deformación compresiva. La evolución de la deformación entre el Mioceno Temprano tardío y el Mioceno Medio (~16 y 8-9 Ma) permite reconocer dos eventos, que se detallan a continuación: 1) La migración hacia el este de la deformación y una notable expansión del plutonismo hacia territorio argentino; y 2) el desarrollo de la faja plegada y corrida. Este episodio de deformación compresiva finalizó con el alzamiento de la Cordillera Frontal a 8-9 Ma (Ramos *et al.* 1996, Giambiagi *et al.* 2003) y el probable basculamiento hacia el oeste del orógeno; dos situaciones que coinciden con la evolución descrita más arriba para la región norte de Chile en este período.

En este momento se aprecia la concentración de la actividad tectónica hacia el sistema de fallas El Diablo-El Fierro que marcó el borde oriental de la cuenca de Abanico (Fock 2005, Fock *et al.* 2006). Según estos autores, los antecedentes

cronológicos disponibles en favor de esta migración hacia el este de la deformación son: 1) La tendencia de las edades para la deformación a hacerse más jóvenes hacia el este (detallada más arriba); 2) la existencia de filones del Plutón La Gloria, para el cual se dispone de una edad U-Pb en circón de $10,3 \pm 0,2$ Ma (Deckart y Godoy 2006) y una edad K-Ar en biotita de 9,8 Ma (cf. Cornejo y Mahood 1997), cortados por la falla de la Laguna Negra; y 3) la actual presencia a 3.500 m de altitud de ignimbritas del Mioceno Temprano (de la Formación Farellones, en la hoya del río Aconcagua) con flora fósil (*Nothofagoxylon aconcaguaense*), que es incompatible con esa altitud y las exigencias ecológicas de este género (Pons y Vicente 1985). El inicio a los 15 Ma de la actividad tectónica que dio origen a la faja plegada y corrida, que afectó a los sectores más occidentales de esta faja (Ramos *et al.* 1996, Giambiagi *et al.* 2003), se puede considerar también como una evidencia de la migración hacia el este de la deformación, que en un primer momento se habría concentrado en el borde oriental de la antigua cuenca de Abanico. Cabe hacer notar, sin embargo, que esta edad para el inicio de la faja plegada y corrida es válida para el perfil aquí descrito, entre 33° y 34° S, donde está desarrollada la faja plegada y corrida de Aconcagua. Algo más al norte, a lo largo de la Precordillera argentina, entre aproximadamente 29° y 32° S, en la faja plegada y corrida de La Ramada, desarrollada en estilo de piel gruesa, la aparición de conglomerados y de clastos de la misma Precordillera en los depósitos de la cuenca de antepaís tiende a hacerse más joven de norte a sur: ~ 16 Ma, en el norte, hasta $\sim 8,4$ Ma, hacia el sur, siendo incluso más joven algo más al sur, pero en regiones más orientales (Cuenca del Bermejo) indicando una progresión en esa dirección de la faja plegada y corrida (Vergés *et al.* 2001). Esta progresión de la deformación hacia el sur está acompañada por un menor acortamiento cortical de 150 km en la faja plegada y corrida de La Ramada, 120 km en la de Aconcagua y 80 km en la de Malar-

güe, al sur de la anterior (Ramos *et al.* 1996, 2004). Esta progresión hacia el sur de la deformación y disminución del acortamiento tectónico podría estar vinculada con el avance en la misma dirección de la intersección de la dorsal de Juan Fernández con el margen continental y la consiguiente horizontalización de la placa subductante (Yáñez *et al.* 2001, 2002, Kay y Mpodozis 2002, Ramos *et al.* 2002). Una progresión similar se ha hecho notar para la edad de la inversión de la cuenca de Abanico en la región comprendida entre 31° y 35° S (Charrier *et al.* 2005b).

En este momento no sólo la actividad tectónica migró hacia el este, sino que también lo hizo el plutonismo. Los plutones, que en el período anterior se habían emplazado en la parte occidental de la Cordillera Principal, se emplazaron, ahora, cerca del borde oriental de la cuenca extensional precedente. Estos cuerpos corresponden, de norte a sur, al batolito San Francisco, datado en $14,7 \pm 0,1$ Ma y $11,2 \pm 0,1$ Ma (Jerez 2007), el plutón de Yerba Loca, datado en $14,9 \pm 0,1$ Ma (Jerez 2007), La Gloria, datado en $10,3 \pm 0,2$ Ma (Deckart y Godoy 2006) y 9,8 Ma (cf. Cornejo y Mahood 1997), San Gabriel (Romeral), datado en $11,4 \pm 0,2$ Ma y $11,3 \pm 0,3$ Ma (Kurtz *et al.* 1997), y Alfalfalito, datado en $12,3 \pm 0,2$ Ma (Kurtz *et al.* 1997).

La deformación compresiva coincide en el tiempo con la aparición de depósitos de tipo pórfido Cu-Mo de baja ley tanto en Chile central (ej. Novicio, $15,50 \pm 0,08$ Ma Re-Os molibdenita; Ortúzar 2006, Toro *et al.* 2006) como en Argentina (ej. Paramillos Norte, $16,0 \pm 0,3$ Ma K-Ar en muscovita; Sillitoe 1977, 1988) (1 en Fig. 3). Poco después, la continuación del engrosamiento cortical fue acompañado del desarrollo de mineralización de tipo pórfido de Cu-Mo a lo largo de la Cordillera de Chile y Argentina. En este período se formaron: Los Pelambres (12-10 Ma, Bertens *et al.* 2006), Vizcachitas (K-Ar Biotita $10,4 \pm 0,3$ a $12,0 \pm 0,3$ Ma, Arias 1984, Priesmeyer y Sim 2006) y El Altar (10,38 Ma, Alman-

doz *et al.* 2005, Maydagán *et al.* 2008) y Cerro Mercedario ($13,3 \pm 0,3$ Ma K-Ar biotita, Sillitoe 1977) (2 en Fig. 3). De éstos, sólo Los Pelambres está en explotación en la actualidad.

El retroarco

Al este del arco, en la región altiplánica de Bolivia, se conoce, por encima de la Formación Potoco y equivalentes, una sucesión de depósitos continentales clásticos, entre los que se cuentan, entre otras, las formaciones Coniri, Kollu Kollu, Mauri 1 a 5, Azurita, Totorá, Luribay-Salla, Tambillo y San Vicente (Hérail *et al.* 1997, Rochat *et al.* 1998, Rochat 2000, Horton *et al.* 2001). Estos depósitos presentan, cerca del contacto con la Formación Potoco, estructuras de crecimiento (estratos de crecimiento) y localmente algunas discordancias asociadas, formadas en el Oligoceno Tardío - Mioceno Temprano y generadas por la actividad de la faja plegada y corrida de Huarina (Horton *et al.* 2001), que presenta vergencia hacia el oeste (Hérail *et al.* 1997, Rochat *et al.* 1998, Rochat 2000). Esto pone en evidencia para esa región un evento tectónico (Sempere *et al.* 1990, Hérail *et al.* 1997), que es coincidente con orogenia pehuenche, en el retroarco de Argentina y Chile centrales, aunque algo posterior al inicio de la sedimentación de la Formación Altos de Pica, en el antearco. Los depósitos occidentales como, por ejemplo, la Formación Azurita (Hérail *et al.* 1997), presentan componentes que atestiguan aportes desde el oeste a partir de rocas precámbricas, probablemente del flanco oriental de la Cordillera Incaica; en cambio, hacia el este los aportes de sedimentos provienen desde el este (proto-Cordillera Oriental?). En la parte norte de Argentina, con el episodio de deformación compresiva que caracteriza este período, el frente de corrimiento se habría desplazado hacia el este, junto con el dorso periférico, y se habría comenzado a depositar la Formación Angastaco (Mioceno Temprano y Medio), discordantemente sobre la Formación Los Colorados. La Formación Angastaco también

contiene componentes provenientes de la erosión de rocas precámbricas, en este caso de la Formación Puncoviscana (Galli y Hernández 1999), lo cual indica también aportes desde el oeste, aún cuando en este caso la exposición de estas rocas antiguas se deba probablemente a la exhumación de lonjas tectónicas por el desarrollo de las fajas plegadas y corridas y no a la exhumación de la Cordillera Incaica.

En la actual cordillera de Chile y Argentina centrales, la vertiente que conectaba el arco con el retroarco debió estar sometida a la erosión en su región proximal, mientras que en su región distal recibía los depósitos resultantes de esa erosión (5 en Fig 3). Estos depósitos de cuenca de antepaís podrían corresponder a la parte inferior de la Formación Río Mañero en la cuenca de Pagancillo, en la Precordillera, a 30°S, con edades de ~18 Ma (Ramos 1999), y a depósitos alojados en la depresión de Barreal-Iglesias, entre la Cordillera Frontal y la Precordillera, datados en 17 Ma (Jordan *et al.* 1996), la Formación Chinchas en la cuenca de Mantuales en la Cordillera Frontal, con una posible edad de 20 Ma en su parte inferior (Pérez y Ramos 1996, Pérez 2001) y los depósitos del valle de Pachaco, en la Precordillera, con edades de 20 Ma en la base (Milana *et al.* 1993). Más al sur, la Formación Santa María, en la cuenca de Cuyo, los Conglomerados Tunuyán, en la cuenca de Tunuyán, y la Formación Agua de la Piedra en la cuenca de Río Grande (Ramos 1999) podrían corresponder a depósitos sinorogénicos asociados a la orogenia pehuenche o Abanico. La edad de 18,3 Ma obtenida en la parte media de la Formación Contreras, que subyace a los Conglomerados Tunuyán (Giambiagi *et al.* 2001), parece confirmar esta proposición.

A partir de ~15 Ma, la deformación continuó su desplazamiento hacia el este, fuera del dominio del arco, desarrollando la faja plegada y corrida de Aconcagua que afectó a las sucesiones sedimentarias mesozoicas que limitaban por el este a la cuenca de Abanico (Giambiagi y Ramos

2002, Fock *et al.* 2006, Farías 2007). Esta faja corresponde en el sector occidental a un sistema de piel delgada con completo despegue de la cobertura sedimentaria aprovechando niveles evaporíticos del Jurásico Tardío y pelitas del Cretácico Temprano; en sectores más orientales, sin embargo, se detecta una cierta participación del basamento (Giambiagi *et al.* 2003). En su sector oriental, las estructuras afectaron a los depósitos sinorogénicos de la cuenca de Tunuyán formados como consecuencia de la inversión de la cuenca de Abanico. La deformación en esta faja plegada y corrida acomodó a más de 80% del acortamiento cenozoico entre 32°30' y 34°S (Farías *et al.* 2008).

La faja plegada y corrida de Aconcagua continuó su desarrollo en secuencia (con intermitentes fallamientos fuera de secuencia) hasta ~8,5 Ma, momento en que se alzó la Cordillera Frontal en el frente de la faja (Ramos *et al.* 1996, Giambiagi *et al.* 2003). El alzamiento de esta unidad morfoestructural se produjo en una zona tal que interrumpió la continuidad este-oeste de los extensos depósitos de antepaís de Tunuyán, que hoy en día se conocen, tanto a su lado occidental como oriental. El alzamiento de la Cordillera Frontal se explica por la existencia de un segundo despegue más profundo que el que dio origen a la faja plegada y corrida, probablemente ubicado en la zona de transición frágil-dúctil de la corteza (Giambiagi *et al.* 2003, Farías *et al.* 2008).

Con el alzamiento de la Cordillera Frontal los aportes sedimentarios en el compartimiento occidental de la cuenca de antepaís, que hasta entonces provenían del oeste, comienzan a provenir del este. Esta inversión de los aportes sedimentarios sugiere, al igual que en el norte de Chile, que con el desarrollo del segundo nivel de despegue en la corteza media y el alzamiento de la Cordillera Frontal se produjo un basculamiento hacia el oeste del orógeno. Al respecto, Giambiagi *et al.* (2003) señalan que la superficie del basamento por debajo del despegue de la faja plegada y corrida está suavemente inclinada hacia el oeste.

MIOCENO TARDÍO - PLIOCENO TARDÍO (~9 a ~4 Ma)

Es en este período se inició la configuración del relieve actual de la cordillera con la incisión causada por los ríos provenientes de la cordillera. El magmatismo comenzó a concentrarse en la actual posición del arco y la deformación se expandió hacia el este y localmente volvió a manifestarse en el flanco occidental de la Cordillera Principal. A pesar de esto último y concomitantemente con el reinicio de la deformación en el flanco occidental de la cordillera en la región central de Chile, hubo esporádicas manifestaciones magmáticas locales en regiones más occidentales que dieron origen a algunos de los yacimientos de pórfidos cupríferos de clase mundial.

El antearco

En este período, la incisión inició su migración hacia el este. No existen análisis al respecto en el norte de Chile, donde la edad máxima para su inicio está bien determinada con las dataciones efectuadas en los depósitos volcánicos que recubren a los pedimentos de Tarapacá y Atacama. A pesar del extraordinario relieve que conforma la cadena andina, es muy poco lo que se conoce respecto de los procesos que, en asociación con la evolución tectónica más reciente y el clima, le fueron dando forma. En la región central de Chile (33° a 35°S) se tienen mayores antecedentes (Farías *et al.* 2008): Como respuesta al alzamiento del orógeno y el basculamiento asociado, la incisión se habría iniciado, según estos autores, entre 10,5 y 4,6 Ma (edad central: 7,6 Ma) en el borde costero de ese momento, en el margen occidental de la Cordillera de la Costa, y habría progresado lentamente hacia el este para llegar a la Cordillera Principal 2 a 6 millones de años después. En el avance hacia el este de la incisión, los quiebres de pendiente o convexidades en los perfiles longitudinales de los ríos (*knick-points*) habrían tenido que cortar la dura franja de intrusivos paleozoicos y meso-

zoicos de la Cordillera de la Costa. En algún sector, donde estos cuerpos se encuentran a mayor profundidad, la incisión habría logrado cruzar esta franja más rápidamente que en otros sectores, capturando los cauces provenientes de la cordillera. Esto habría generado una intensa erosión al este de la franja de intrusivos del arco Cretácico Tardío y Paleoceno-Eoceno Medio (arco pre-incaico), que forman el borde oriental de la Cordillera de la Costa, constituyendo la Depresión Central (Fig. 4). Los quiebres de pendiente o convexidades en los perfiles longitudinales de los ríos prosiguieron su avance hacia el este donde tuvieron que cortar una nueva franja de intrusivos (10-12 Ma; como el intrusivo de San Gabriel) y nuevamente se produjo, hacia el este de esta franja, la captura de los cauces provenientes de la regiones más elevadas de la cadena, generando lo que Borde (1966) denominó "cerrojos".

El arco

El arco en este período se desarrolló solamente al norte y sur del segmento de subducción plana, es decir, al norte de 27°S y al sur de 33°S. La región al norte de 27°S, corresponde a la Zona Volcánica Central de los Andes, que se extiende hasta 14°S, mientras que la región al sur de 33°S corresponde a la Zona Volcánica Sur, que se extiende hasta 46°S (Stern *et al.* 2007).

En el norte de Chile, entre 17°30' y 27°S, se continuó el desarrollo de volcanismo explosivo félsico, dando origen a nuevas cubiertas ignimbríticas; sin embargo, se incrementó relativamente el desarrollo de grandes estratovolcanes andesítico-basálticos y dacíticos. Estos volcanes se encuentran en la Cordillera Occidental, es decir, en la ubicación del arco actual. Debido a las condiciones hiperáridas que dominan la región norte del país, estos volcanes se presentan en general muy bien conservados.

En la región al sur del segmento de subducción plana, entre 33° y 35°S, existen muy pocos restos volcánicos pertenecientes a este período. Al sur de 35°S, co-

mienzan a desarrollarse extensas acumulaciones de lavas andesíticas con una ligera inclinación al oeste, que fueron datadas en $4,2 \pm 0,3$ Ma (K-Ar, roca total) y que recubren en marcada discordancia angular rocas de la Formación Abanico (Charrier *et al.* 2002). La actividad plutónica, en cambio, continuó en el sector occidental de la faja corrida y plegada, en la parte oriental de la Cordillera Principal chilena y en la occidental de Argentina, concentrándose en el sector inmediatamente al este del sistema de falla El Diablo - El Fierro. En este momento se emplazaron varios cuerpos cuyas edades (*plateau* $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$) están comprendidas en este período. Estos cuerpos son, de norte a sur: Jeria ($6,6 \pm 0,1$ Ma, en biotita), Cruz de Piedra ($5,5 \pm 0,2$ Ma, en biotita), Estero Crucero ($8,8 \pm 0,1$ Ma, en biotita), Nacimiento Río Cortaderal ($8,4 \pm 0,3$ Ma, en hornblenda y $7,7 \pm 0,1$ Ma, en biotita) (Kurtz *et al.* 1997), Granodiorita Cascada ($8,4 \pm 0,2$ Ma, U-Pb en circón) y diorita ($8,2 \pm 0,5$ Ma, U-Pb en circón) en Río Blanco (Deckart *et al.* 2005) (vease Fig. 7).

El progresivo engrosamiento cortical ligado a la deformación compresiva entre los 10 y los 8 Ma coincide con la formación de numerosos pórfidos de Cu-Mo y algunos de Cu-Au, tanto en la Cordillera Principal en Chile como dentro de la faja corrida y plegada en Argentina. En general, los depósitos porfídicos de este período presentan leyes relativamente bajas ($<0,7\%$ Cu) y actualmente ninguno está en explotación. Los ejemplos conocidos son: El Pachón (Bertens *et al.* 2003, 2006), Amos-Andrés (Collipal 1998), Pimentón (Pardo 2006), West Wall (Ortúzar 2006), Agua Amarga (Cuadra 1986), Rosario de Rengo (Muñoz 2008), Infiernillo (Piquer 2004), Los Bagres (Sillitoe y Perelló 2005), Piuquenes (Méndez y Zappettini 1984), Río de las Vacas (Sillitoe 1977, 1988; Méndez y Zappettini 1984, Ramos 1996), Cerro Bayo del Cobre (Ramos 1996) y Diente Verde (Urbina y Sruoga 2008) (3 en Fig. 3).

La actividad plutónica retornó hacia el oeste a la Cordillera Principal de Chile a

partir de los ~ 7 Ma, junto con la interrupción del volcanismo de la Formación Farellones (Kay *et al.* 2005); y entre los 6,4 a 4,3 Ma la actividad magmática estuvo ligada a la intrusión de stocks epizociales en zonas de intersección de fallas a las que se asoció la generación de los depósitos de pórfido Cu-Mo mayores a nivel mundial de El Teniente y Río Blanco-Los Bronces (Maksaev *et al.* 2004, Deckart *et al.* 2005, Deckart y Godoy 2006) (4 en Fig. 3). Los magmas asociados a estos depósitos cupríferos, al igual que los que dieron origen al yacimiento Los Pelambres en el intervalo comprendido entre ~ 12 y 10 Ma (Reich *et al.* 2003), tienen afinidad adakítica (patrones de tierras raras con fuerte pendiente y tierras raras pesadas muy disminuidas, altos contenidos de Sr y Na), carácter que puede ser un indicador de génesis magmática bajo corteza engrosada (Stern y Skewes 1995, 2005, Kay *et al.* 2005). Cabe mencionar, que la signatura adakítica de las rocas ígneas no se restringe exclusivamente a los pórfidos cupríferos, ya que es común en el volcanismo y plutonismo del Mioceno Tardío en los Andes Centrales y probablemente es producto de procesos corticales tipo MASH, con fraccionamiento de anfíbola y granate (e.g., Kay *et al.* 1999, 2005, Richards 2002). Los enormes pórfidos de Cu-Mo del Mioceno Tardío-Plioceno Temprano en conjunto superan 200 Mt de cobre contenido (producción mas reservas; Camus 2003) constituyendo la segunda mayor concentración cuprífera de los Andes chilenos, aunque cabe mencionar que la exploración reciente de las partes profundas de Río Blanco - Los Bronces y El Teniente elevarían la cifra anterior a más de 300 Mt de cobre. Estos enormes depósitos representan la culminación del proceso metalogénico iniciado en el Mioceno Medio y fueron la última actividad ígnea antes del desplazamiento del frente magmático 50 km hacia el este; donde a partir del Plioceno Tardío se formó la Zona Volcánica Sur de los Andes; activa hasta la actualidad al sur de la latitud de 33°S.

El retorno de la actividad tectónica hacia

la región del Sistema de Falla El Diablo - El Fierro, cercano a la región del límite internacional, que se manifestó con movimientos inversos a lo largo de las fallas (fallas fuera de secuencia en la faja plegada y corrida de Aconcagua y retro-corrimientos en la parte oriental de la Formación Abanico) y la abundante actividad plutónica al este del sistema de falla mencionado debieron generar un nuevo episodio de alzamiento que se agregó al causado al bascularse el orógeno hacia el oeste. Estudio termocronológicos definieron para la región comprendida entre 33° y 38°S un episodio de enfriamiento acelerado de los plutones miocenos entre 7,5 y 3 Ma (Spikings *et al.* 2008 y Maksaev *et al.* 2009). Estudios geotermométricos de inclusiones fluidas indican para el período comprendido entre 11,3 y 4,9 Ma, inmediatamente posterior al alzamiento de la Cordillera Frontal, una erosión de 1.500 a 2.000 m a tasas de 0,26 mm/año en intrusivos asociados al yacimiento de cobre porfídico de Andina-Los Bronces (Skewes y Holmgren 1993), que se interpreta como el resultado de fuerte alzamiento en ese momento. Tasas de exhumación aun más altas de 1,1 y 0,6 mm/año desde fines del Mioceno al Plioceno Temprano fueron obtenidas por McInnes *et al.* (2005) mediante el modelamiento inverso de tiempo-temperatura de dataciones U-Pb y (U-Th)/He en circón y dataciones (U-Th)/He en apatito para los depósitos de Río Blanco y El Teniente, respectivamente. Aunque el resultado de este modelamiento termocronométrico debe tomarse con precaución, éste coincide en señalar un período de erosión acelerada en el período señalado.

Es probable que la expansión de la actividad tectónica hacia el oeste haya alcanzado a los afloramientos de la franja occidental de la Formación Abanico, generando, por ejemplo, los pliegues del Cerro San Ramón (Thiele 1980, Fock 2005, Fock *et al.* 2006) y de la Carretera El Cobre (Charrier 1981, Charrier *et al.* 2005b, Jara 2007), y reactivando la falla San Ramón (Charrier *et al.* 2005b, Rauld *et al.* 2006), contribuyendo al alzamiento gene-

ralizado del orógeno. Si bien, la deformación fue, en general, considerable, el desplazamiento inverso a lo largo de esta falla no puede haber excedido los 3.000 m en consideración a que: 1) La Falla San Ramón es una falla normal posteriormente invertida (Charrier *et al.* 2005b); 2) el espesor observado de Formación Abanico apenas sobrepasa los 3.000 m (Thiele 1980, Charrier 1981, Wall *et al.* 1999, Sellés y Gana 2001); 3) la discordancia angular que separa las unidades mesozoicas de las cenozoicas, observada en Angostura de Paine al oeste de la falla (Sellés y Gana 2001), no está presente al este de la misma, indicando que la inversión fue solamente parcial (ver discusión en Charrier *et al.* 2005b); y 4) las edades ⁴⁰Ar-³⁹Ar en plagioclasa, U-Pb SHRIMP en circón, y por trazas de fisión en apatito obtenidas en el cerro San Ramón son prácticamente idénticas entre sí, lo cual indica que las trazas de fisión no habrían sido reseteadas y que, por lo tanto, no habría existido un enterramiento suficiente para ello (Fock 2005, Fock *et al.* 2006). El desplazamiento de las fallas que originaron los pliegues de gran amplitud observados a lo largo de la Carretera El Cobre debió alcanzar a ~1.000 m para formar el anticlinal occidental y a ~700 para el pliegue que le sigue al este (Contreras 2003).

El retroarco

Los estudios realizados en la faja plegada y corrida de Aconcagua permitieron reconocer que, una vez formada la Cordillera Frontal, se comenzaron a producir fallas fuera de secuencia en el sector más occidental de la faja en las inmediaciones del sistema de fallas El Diablo - El Fierro, que implicaron, incluso, la reactivación de este sistema (Giambiagi *et al.* 2003). Es probable que en este momento se activara también la falla Chacayes-Yesillo, una rama del sistema El Diablo - El Fierro ubicada inmediatamente al oeste de la anterior (Bustamante 2001) y se desarrollaran, algo más al oeste, retro-corrimientos que generaron los pliegues por propagación de falla que afectan a los afloramientos más orientales de la For-

mación Abanico. Esta actividad tectónica centrada a ambos lados del sistema de falla El Diablo - El Fierro se interpreta como una consecuencia del desarrollo de los dos sistemas de despegue con vergencia al este. Estos sistemas de despegue habrían dado origen a la faja plegada y corrida y a la Cordillera Frontal, respectivamente, y habrían provocado el basculamiento hacia el oeste del orógeno y el retroceso de la deformación hacia el oeste, en territorio chileno.

POST 4 Ma Y SITUACIÓN ACTUAL

En este período la actividad tectónica compresiva debió continuar, permitiendo mayor alzamiento de la cordillera y una fuerte exhumación. En relación con esto, existen antecedentes de compresión E-O en el Plioceno (4,5 y 2,8 Ma) (Lavenue y Cembrano 1999). Así mismo, estudios de inclusiones fluidas señalan que en los últimos 4,9 Ma ocurrió una segunda etapa de erosión a tasas estimadas de 0,15 mm/año en el sector del yacimiento Río Blanco - Los Bronces (Skewes y Holmgren 1993).

En este momento se emplazó el arco actual. Indicativo de esto son edades de intrusivos obtenidas recientemente en el sector fronterizo de $3,4 \pm 0,5$ Ma (y $3,5 \pm 0,9$ Ma para riolitas asociadas) en la vertiente argentina (Ramos *et al.* 1997) y de 3 a 1 Ma (Muñoz M., en preparación).

En la región central de Chile, estudios recientes, basados en marcadores de incisión, termocronología de trazas de fisión, y análisis de superficies relictas de erosión y de cuencas de drenaje (Fariás *et al.* 2008), permiten deducir que el alzamiento de superficie fue >1,5 km en la vertiente occidental de la cadena y que éste fue relativamente rápido y que se produjo en ~2 millones de años. La parte occidental de la Cordillera Principal se habría alzado ~1 km más que la Cordillera de la Costa y la región occidental de la Cordillera Principal 1-2 km más.

En la actualidad la actividad sísmica superficial se encuentra principalmente

asociada con fallas corticales, como el sistema de falla El Diablo-El Fierro, y el régimen de stress es transcurrente dextral (Farías 2007). La sismicidad (razones V_p/V_s y localización de hipocentros) y estudios de magneto-telúrica (AMT) sugieren que estas estructuras se continúan en profundidad en la corteza superior hasta profundidades de, por lo menos, 20 km (Yáñez *et al.* 2007, Farías *et al.* en revisión).

CONCLUSIONES

1) La Cordillera Incaica, formada en el Eoceno Medio, constituyó un extenso relieve esencialmente paralelo al margen continental de la parte sur de los Andes Centrales (*sensu* Aubouin *et al.* 1993, Gansser 1993). Este elemento paleogeográfico corresponde a uno de los rasgos topográficos más importantes formados en la evolución cenozoica de los Andes en Chile. Separó dos dominios que tuvieron, durante el resto del Cenozoico, evoluciones diferentes. A pesar de ello, en ambos dominios se reconoce un claro control de la actividad tectónica del margen continental, lo cual permite determinar los pulsos de esta actividad y establecer correlaciones temporales a través de este sector andino.

2) El dominio occidental, en el antearco, se caracterizó por una larga historia de erosión y sedimentación. El dominio oriental se caracterizó, en cambio, por presentar hasta ~12 Ma, dos dominios con regímenes tectónicos diferentes, uno al norte y el otro al sur de ~27°S: Al norte, el arco magmático no presentó una migración hacia el este y en su lado oriental se desarrolló una cuenca de antepaís de retroarco con escasa participación de rocas volcánicas y, al sur de esta latitud, el arco sufrió una marcada migración hacia el este, formándose en la región central de Chile una cuenca de intra-arco (Cuenca de Abanico), al este de la cual se desarrolló a partir de ~18 Ma, a 29°30'S, y a ~15 Ma, a 34°S, una cuenca de antepaís en la cual se acumularon abundantes depósitos clásticos resultantes de la erosión

de los sucesivos elementos paleogeográficos que se fueron formando.

3) En la evolución cenozoica de la región considerada se reconocen dos eventos compresivos principales: El primero, la orogenia incaica, que dio origen a la Cordillera Incaica, y el segundo, cuyo inicio se produjo en el Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano coincidentemente con la orogenia pehuenche (Yrigoyen 1993), que se continuó con varios pulsos hasta comienzos del Plioceno. Los dos eventos y los pulsos del segundo generaron un aumento de los relieves existentes y su consiguiente erosión. Los productos de la erosión formaron gruesas y extensas cubiertas de detritos a ambos lados de la cadena.

4) En el flanco oriental de la Cordillera Incaica, al sur de 27°S, los dos eventos compresivos estuvieron separados por un episodio extensional durante el cual el arco magmático de Abanico (Eoceno Medio-Tardío - Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano) se desarrolló en una ancha y larga cuenca de intra-arco a lo largo de la actual Cordillera Principal chilena, que constituye un elemento paleogeográfico mayor del orógeno andino en esta región.

5) En el dominio occidental, el alzamiento de la Cordillera Incaica se tradujo en una intensa erosión, que dio origen al pedimento de Choja y a la acumulación de potentes depósitos clásticos en la actual Depresión Central. Estos depósitos continuaron durante la etapa comprendida entre los dos eventos compresivos (en la cual en el dominio oriental se desarrolló la cuenca extensional de intra-arco de Abanico, al sur de 27°S). En este momento, la erosión prosiguió en los sectores altos de la Cordillera Incaica y la sedimentación, según los sectores, fue gradualmente traslapando el pedimento de Choja (Formaciones Azapa y Sicha). En el Oligoceno Tardío, al norte de 27°S, coincidentemente con el comienzo del segundo evento compresivo, se inició una intensa actividad volcánica félsica explosiva cuyos depósitos se intercalaron entre los depósitos clásticos (Formacio-

nes Oxaya y Altos de Pica). La actividad tectónica no se detuvo en este período y produjo el desarrollo en los depósitos de una serie de flexuras inducidas por fallas ciegas en el basamento mesozoico. Un nuevo pulso a fines del Mioceno Temprano produjo el rejuvenecimiento de los relieves originado el depósito de la Formación El Diablo y, más al sur, a las gravas de Atacama.

6) La actividad tectónica con vergencia al este que se desarrolló en la Cordillera Occidental y en el borde occidental del Altiplano (región de Chucal) al mismo tiempo que la descrita en el punto anterior, habría estado ubicada en el flanco oriental de la Cordillera Incaica. Los depósitos clásticos del Eoceno al Mioceno ubicados más al este en el Altiplano boliviano parecen provenir de este relieve elevado, en una región donde el arco magmático se mantuvo esencialmente estático (sin migración oriental), la cuenca extensional de Abanico no se desarrolló y donde, en cambio, se desarrolló una cuenca de antepaís de retroarco.

7) El desarrollo de un arco magmático estático al norte de ~27°S y el desarrollo de una amplia cuenca extensional de intra-arco (cuenca de Abanico) hacia el sur de esa latitud sugiere la existencia de una marcada segmentación del orógeno a partir del Eoceno Tardío. La franja de Maricunga, entre 26 y 28°S, representaría la zona de transición. En ella, si bien el volcanismo se inició recién en el Oligoceno Tardío (26 Ma), se manifiesta una clara transición desde firmas geoquímicas de corteza delgada, tal como más al sur en los depósitos de la cuenca de Abanico, hacia firmas que indican un gradual engrosamiento cortical en el Mioceno Temprano y Medio, tal como se observa en la Formación Farellones, en la región central de Chile.

La coincidencia de esta segmentación con el límite austral de la Puna sugiere un control estructural y geoquímico de esta unidad morfoestructural, que se remontaría hasta el Eoceno Tardío y que probablemente esté relacionada con la estructuración de la corteza continental a lo

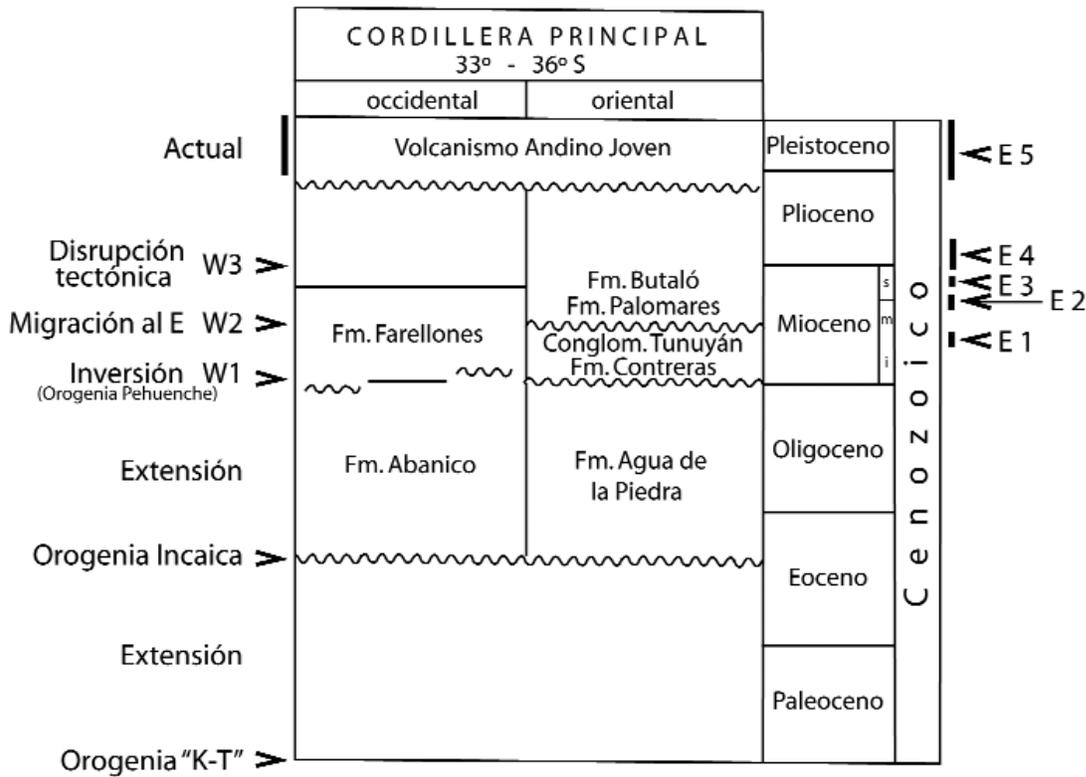


Figura 8: Correlación entre los eventos tectónicos y depósitos cenozoicos en ambas vertientes de la Cordillera Principal en Chile y Argentina centrales. Los eventos marcados con E corresponden a los detectados por Giambiagi *et al.* (2003) para el Neógeno en la vertiente Argentina. Se observa que: La inversión tectónica (W1) se refleja en los depósitos de la cuenca de antepaís en Argentina con un ligero retardo (E1), la migración hacia el este de la deformación (W2) tuvo lugar poco antes del inicio de la faja plegada y corrida (E2), la expansión o disrupción tectónica (W3) se produjo a continuación del alzamiento de la Cordillera Frontal (E3) y fue contemporánea con el fallamiento fuera de secuencia (E4). En la actualidad hay actividad tectónica en ambas vertientes del orógeno.

largo del margen continental. Posiblemente, este límite se corresponda con el borde norte del terreno alóctono de Chileña.

Así mismo, la importante actividad volcánica explosiva félsica desarrollada, al norte de 27°S, a partir del Oligoceno Tardío, podría estar controlada por esta segmentación y probablemente sus características geoquímicas respondan a una litósfera continental de naturaleza diferente en esa dirección (presencia del terreno de Arequipa-Antofalla, al norte, versus la de Chileña, al sur), o sea, como lo propusieron Mpodozis *et al.* (1995), la presencia de un bloque más radiogénico en isótopos de Sr al norte de otro menos radiogénico, al sur. Este límite entre terrenos del basamento también se refleja en isótopos de Pb de rocas paleozoicas y más jóvenes en ese sector (Tosdal 1996).

8) En el dominio oriental, la evolución a

partir de la orogenia incaica, permite reconocer los siguientes eventos (Fig. 8), que presentan una buena correlación con los eventos detectados para el dominio occidental (vease conclusión 5):

- Desarrollo, al sur de ~27°S, de una cuenca extensional de intra-arco (cuenca de Abanico), en el Eoceno Medio-Tardío y el Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano.
- Inversión tectónica de la cuenca de Abanico, en el Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano y el Mioceno Temprano, durante la cual la deformación migró hacia el este hasta el borde de la anterior cuenca extensional.
- Migración al este de la deformación y el magmatismo, en el Mioceno Temprano y Mioceno Tardío temprano, desarrollo de las fajas plegadas y corridas y el basculamiento del orógeno hacia el oeste.
- Expansión tectónica, en el Mioceno

Tardío tardío y el Plioceno Temprano, que incluye una reactivación fuera de secuencia en las fajas plegadas y corridas, retrocorrimientos con vergencia al oeste, deformación en la parte occidental de la Cordillera Principal chilena, instalación definitiva del arco en su posición actual y manifestaciones magmáticas mineralizadas en el sector occidental de la Cordillera Principal.

9) La erosión en el flanco occidental de la Cordillera Incaica y de los arcos magmáticos que le sucedieron, controlada por los pulsos tectónicos que afectaron la cadena durante el Cenozoico, determinó la formación de extensas cubiertas de gravas hacia el retroarco, de las que hoy en día se reconocen sólo remanentes a lo largo de las estructuras que separan a las unidades morfoestructurales de la vertiente oriental de la Cordillera de los Andes.

10) En todo el antearco andino se desarrolló en el Mioceno Tardío una pedimentación generalizada. Este proceso fue interrumpido por el inicio de la incisión provocado por el alzamiento y basculamiento generado por el cabalgamiento de la cadena hacia el retroarco.

11) De acuerdo con la edad de estos pedimentos y su ubicación actual a alturas que llegan a los 3.000 m s.n.m., se puede concluir que el alzamiento principal andino tuvo lugar en el Mioceno Tardío, sin descartar movimientos posteriores, aunque a partir de ~4 Ma el desplazamiento de las grandes fallas paralelas al margen continental es predominantemente transcurrente dextral.

12) Los episodios de mineralización hidrotermal mayor de tipo pórfido de Cu-Mo en Los Andes Centrales se formaron en etapas tardías de la evolución de los arcos magmáticos cenozoicos, normalmente después de eventos importantes de engrosamiento de la corteza por efecto de deformación compresiva (e.g., Kay *et al.* 1999, Haschke *et al.* 2002, Richards 2003, Richards y Kerrich 2007). Efectivamente, las intrusiones ligadas a los sistemas porfídicos mayores presentan una signatura adakítica, consistente con magmas generados bajo corteza engrosada. Estas intrusiones, cuyo emplazamiento fue frecuentemente controlado por fallas mayores, representaron el término de la actividad ígnea ligada a sus respectivos arcos magmáticos.

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo es una contribución al Proyecto CONICYT Anillo ACT-18 "Control Tectono-magmático de Depósitos Minerales Gigantes en el sistema de subducción de los Andes Chilenos entre 32°-36°S: Una aproximación multidisciplinaria" (TECMA-GOD-MULTI). Se agradece a Andrés Folguera la invitación a presentar estas ideas en la sesión de Tectónica Andina en el Congreso Geológico Argentino en Jujuy, 2008, a Nicolás Blanco por proporcionar información inédita y, en especial, a los revisores del ma-

nuscrito, los colegas Víctor A. Ramos y Thierry Sempere, por sus muy valiosos comentarios y sugerencias.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Almandoz, G., Zullinger, G., y Marquez-Zavalía, F. 2005. Altar: Mineralización de alta sulfuración vinculada a un sistema de pórfido cuprífero, San Juan, Argentina. 16° Congreso Geológico Argentino (La Plata), Actas 2: 369-376.

Amilibia, A. y Skarmeta, J. 2003. La inversión tectónica de la Cordillera de Domeyko en el Norte de Chile y su relación con la intrusión de sistemas porfídicos de Cu-Mo. 10° Congreso Geológico Chileno (Concepción), CD-Rom.

Arias, L. 1984. Geología y perspectivas económicas del área comprendida entre los ríos Rocín e Hidalgo, Provincia de San Felipe de Aconcagua. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, (inédito), 104 p., Santiago.

Arriagada, C. 1999. Geología y paleomagnetismo del borde occidental del Salar de Atacama. Tesis, Departamento de Geología, Universidad de Chile, (inédito), 174 p., Santiago.

Aubouin, J., Borrello, A., Cecioni, G., Charrier, R., Chotin, P., Frutos, J., Thiele, R., y Vicente, J. C. 1973. Esquisse paléogéographique et structurale des Andes meridionales, *Revue de Géographie Physique et Géologie Dynamique* 15(1/2): 11-72.

Barazangui, M., y Isacks, B.L. 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca Plate beneath South América. *Geology* 4: 686-692.

Bertens, A., Deckart, K., y González, A. 2003. Geocronología U-Pb, Re-Os y ⁴⁰Ar/³⁹Ar del pórfido Cu-Mo Los Pelambres, Chile central. 10° Congreso Geológico Chileno (Concepción), CD Rom.

Bertens, A., Clark, A.H., Barra, F., y Deckart K. 2006. Evolution of the Los Pelambres - El Pachón porphyry copper-molybdenum district, Chile/Argentina. 11° Congreso Geológico Chileno (Antofagasta), Actas 2: 179-181.

Blanco, N., y Tomlinson, A. 2006. Sical Formation: An Eocene-Early Oligocene basin syntectonic to the Incaic orogenic event and contemporaneous to emplacement of porphyry copper related plutons, II Región of Antofagasta, Chile. Backbone of the Americas Con-

ference, Geological Society of America y Asociación Geológica Argentina, Abstract ID 101552, Mendoza.

Blanco, N., Tomlinson, A., Mpodozis, C., Pérez de Arce, C. y Mathews, S. 2003. Formación Calama, Eoceno, II Región de Antofagasta (Chile) Estratigrafía e implicancias tectónicas. 10° Congreso Geológico Chileno (Concepción), Sesión Temática 3, CD Rom.

Borde, J. 1966. Les Andes de Santiago et leur avant-pays. Etude de Géomorphologie, Union Fr. d'Impression, 559 p., Bordeaux.

Boric, R., Díaz, F. y Maksav, V. 1990. Geología y yacimientos metalíferos de la Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), Boletín 40, 246 p., Santiago.

Bustamante, M. 2001. El contacto entre la Formación Abanico y las unidades mesozoicas, valle del río Volcán, Región Metropolitana. Memoria de Título, 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 de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, (inédito), 113 p., Santiago.

Camus, F. 2003. Geología de los sistemas porfíricos en los Andes de Chile. CODELCO-SERNAGEOMIN-Sociedad Geológica de Chile, 267 p., Santiago.

Carrasco, J. 2000. La secuencia estratificada Valle Nevado de la Formación Farellones (Mioceno): química y metamorfismo de muy bajo grado. Tesis de Magíster, Departamento de Geología, Universidad de Chile, (inédito), 93 p., Santiago.

Cazau, L., Mancini, C., Cangini, J. y Spalletti, L. 1987. Cuencas Sedimentarias de Argentina, En Chebli, G. y Spalletti, L. (eds.) Cuenca de Ñirihua, Serie de Correlación Geológica 6: 299-318, Instituto Superior de Correlación Geológica, Universidad Nacional de Tucumán.

Charrier, R. 1981. Geologie der chilenischen Hauptkordillere zwischen 34° 30' südlicher Breite und ihre tektonische, magmatische und paleogeographische Entwicklung. *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen (A)*36, 270 p.

Charrier, R. y Reutter, K.-J. 1994. The Purillactis

- Group of Northern Chile: Boundary between arc and backarc from Late Cretaceous to Eocene. En Reutter, K.-J., Scheuber, E. y Wigger, P. (eds.) *Tectonics of the Southern Central Andes*: 189-202, Springer-Verlag, Berlin.
- Charrier, R. y Muñoz, N. 1997. Geología y tectónica del Altiplano chileno. En Charrier, R. (ed.) *El Altiplano: Ciencia y conciencia en los Andes*: 23-31, Universidad de Chile, Santiago.
- Charrier, R., Wyss, A.R., Flynn, J.J., Swisher, C.C., Norell, M.A., Zapatta, F., McKenna, M.C. y Novaceck, M.J. 1996. New evidence for late Mesozoic - early Cenozoic evolution of the Chilean Andes in the upper Tinguiririca valley (35° S). *Central Chile. Journal of South American Earth Sciences* 9(2): 1-30.
- Charrier, R., Hérail, G., Flynn, J.J., Riquelme, R., García, M., Croft, D. y Wyss, A.R. 1999. Opposite thrust-vergencies in the Precordillera and Western Cordillera in northern Chile and structurally linked Cenozoic paleoenvironmental evolution. 4° International Symposium on Andean Geodynamics (Göttingen) (ISAG), Editions IRD, Actas: 155-158.
- Charrier, R., Hérail, G., Flynn, J.J., Riquelme, R., García, M., Croft, D. y Wyss, A.R. 2000. El Cordón Chapiquiña-Belén en el borde occidental del Altiplano chileno: significado paleogeográfico y contexto tectónico regional. 9° Congreso Geológico Chileno (Puerto Varas), Actas 1: 763-767.
- 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: 117-139.
- Charrier, R., Chávez, A.N., Elgueta, S., Hérail, G., Flynn, J.J., Croft, D.A., Wyss, A.R., Riquelme, R. y García, M. 2005a. Rapid tectonic and paleogeographic evolution associated with the development of the Chucal Anticline and the Chucal-Lauca Basin in the Altiplano of Arica, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 19: 35-54.
- Charrier, R., Bustamante, M., Comte, D., Elgueta, S., Flynn, J.J., Iturra, N., Muñoz, N., Pardo, M., Thiele, R. y Wyss, A.R. 2005b. The Abanico Extensional Basin: regional extension, chronology of tectonic inversion, and relation to shallow seismic activity and Andean uplift. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abh*, 236(1/2): 43-77.
- Charrier, R., Pinto, L. y Rodríguez, M.P. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. En Moreno, T. y Gibbons, W. (eds.) *The Geology of Chile*, The Geological Society: 21-114, Londres.
- Chong, G. 1973. Reconocimiento geológico del área Catalina, Sierra de Varas y estratigrafía del Jurásico del Profeta, Provincia de Antofagasta. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, (inédito), 248 p., Santiago.
- Clark, A.H., Mayer, A., Mortimer, C., Cooke, R.U. y Snelling, N.J. 1967. Implications of the isotopic ages of ignimbrite flows, southern Atacama Desert, Chile. *Nature* 215: 723-724.
- Collipal, S. 1998. Geología, geoquímica y geotermometría del prospecto de Cu-Au Amos frontera Chileno-Argentina, V Región de Valparaíso. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, (inédito), 124 p., Santiago.
- Cornejo, P. 2005. Marco geológico de los sistemas de pórfidos cupríferos en Chile. *Revista Sernageomin, Servicio Nacional de Geología y Minería* 2: 10-18.
- Cornejo, P. y Mahood, G. 1997. Seeing past effects of re-equilibration to reconstruct magmatic gradients in plutons: La Gloria Pluton, central Chilean Andes. *Contributions Mineralogy and Petrology* 127: 159-175.
- Cornejo, P., Mpodozis, C., Ramírez, C.F. y Tomlinson, A. 1993. Estudio geológico de la región de Potrerillos y El Salvador (26°-27° Lat. S). Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), Informe Registrado IR-93-01 (escala 1:50.000), 258 p., Santiago.
- Cornejo, P., Tosdal, R.M., Mpodozis, C., Tomlinson, A.J., Rivera, O. y Fanning, M. 1997. El Salvador, Chile porphyry copper deposit revisited: Geologic and geochronologic framework. *International Geology Review* 39: 22-54.
- Cornejo, P., Mpodozis, C. y Tomlinson, A.J. 1998. Hoja Salar de Maricunga, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), Mapas Geológicos (escala 1:100.000) 7.
- Cornejo, P., Matthews, S. y Pérez C. 2003. The "K-T" compressive deformation event in northern Chile (24°-27°S). 10° Congreso Geológico Chileno (Concepción), CD Rom.
- Cornejo, P., Mpodozis, C., Rivera, O. y Matthews, S.J. 2006. Carta Exploradora, Regiones de Antofagasta y Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica (escala 1:100.000).
- Cristallini, E.O., Comínguez, H. y Ramos, V.A. 1997. Deep structure of the Metán-Guachipas region: tectonic inversion in northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 10: 403-421.
- Cuadra, P. 1986. Geocronología K-Ar del yacimiento El Teniente y áreas adyacentes. *Revista Geológica de Chile* 27: 3-26.
- Dalla Salda, L. y Franzese, J. 1987. Las megaestructuras del Macizo y Cordillera Norpatagónica y la génesis de las cuencas volcano-sedimentarias terciarias. *Revista Geológica de Chile* 31: 3-13.
- David, C. 2007. Comportement actuel de l'avantarc et de l'arc du coude d'Arica dans l'orogénese des Andes centrales. Tesis doctoral. Universidad de Toulouse III- Paul Sabatier, *Sciences de la Terre*, (inédito), 280 p., Toulouse.
- Deckart, K. y Godoy, E. 2006. Barren igneous intrusives in the Central Andes: U/Pb geochemistry and Nd-Hf isotope geochemistry. 5° South American Symposium on Isotopic Geology (Montevideo), Resúmenes: 349-351.
- Deckart, K., Clark, A.H., Aguilar, C., Vargas, R., Bertens, A., Mortensen, J.K. y Fanning, M. 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. *Economic Geology* 100: 905-934.
- Del Papa, C.E. y Salfity, J. 1999. Non-marine Paleogene sequences, Salta Group, Northwest Argentina. *Acta Geológica Hispánica* 34(2-3): 105-121.
- Dilles, J.H., Tomlinson, A.J., Martin, M.W. y Blanco, N. 1997. El Abra and Fortuna Complexes: A porphyry copper batholith sinistrally displaced by the Falla Oeste. 8° Congreso Geológico Chileno (Antofagasta), Actas 3: 1883-1887.
- Dingman, R.J. 1963. Cuadrángulo Tulum, Provincia de Antofagasta. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile (escala 1:50.000) 11: 37 p.

- Dunai, T.J., González, G. y Juez-Larré, J. 2005. Oligocene-Miocene age of aridity in the Atacama Desert revealed by exposure dating of erosion-sensitive landforms. *Geology* 33 (4): 321-324.
- Elgueta, S., McDonough, M., Le Roux, J., Urqueta, E. y Duhart, J.P. 2000. Estratigrafía y sedimentología de las cuencas terciarias de la región de Los Lagos (39-42°S). *Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín* 57, 50 p.
- Emparan, C. y Pineda, G. 2005. Geología del Área Andacollo-Puerto Aldea, Región de Coquimbo. *Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), Chile, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica (escala 1:100.000)* 96, 68 p.
- Escribano, J.J. 2008. Superficies de bajo relieve en la cordillera de Chile central entre los 32°30'S y los 33°30'S, y su relación con el alzamiento andino. *Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, (inédito)*, 81 p., Santiago.
- Fariás, M. 2003. Evolución morfo-tectónica cenozoica y la sismicidad superficial del piedemonte altiplánico chileno entre los 19°25'S-19°45'S. *Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, (inédito)*, 160 p., Santiago.
- Fariás, M. 2007. Tectónica y erosión en la evolución del relieve de los Andes de Chile Central durante el Neógeno. *Tesis Doctoral, Universidad de Chile y Université de Toulouse III, (inédito)*, 194 p., Santiago y Toulouse.
- Fariás, M., Charrier, R., Comte, D., Martinod, J. y 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(4), TC4001, doi:10.1029/2004TC001667.
- Fariás, M., Charrier, R., Carretier, S., Martinod, J., Fock, A., Campbell, D., Cáceres, J. y Comte, D. 2008. Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of central Chile (33°-35°S). *Tectonics* 27, TC 1005, doi:10.1029/2006TC002046.
- Fariás, M., Comte, D., Charrier, R., Martinod, J., David, C., Tassara, A. y Fock, A. 2009. Crustal-scale structural architecture in Central Chile based on seismicity and surface geology: Implications for Andean mountain building, *Enviado a Tectonics*.
- Flint, S., Turner, P., Jolley, E., y Hartley, A. 1993. Extensional tectonics in convergent margin basins: An example from the Salar de Atacama, Chilean Andes. *Geological Society of America Bulletin* 105: 603-617.
- Flynn, J.J., Wyss, A.R., Charrier, R. y Swisher, C.C. III. 1995. An early Miocene anthropoid skull from the Chilean Andes. *Nature* 373: 603-607.
- Flynn, J.J., Wyss, A.R., Croft, D.A. y Charrier, R. 2003. The Tinguiririca Fauna, Chile: biochronology, paleoecology, biogeography, and a new earliest Oligocene South American Land Mammal "Age". *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 195(3-4): 229-259.
- Flynn, J.J., Charrier, R., Croft, D.A., Gans, P.B., Herriott, T.M., Wertheim, J.A. y Wyss, A.R. 2008. Chronologic implications of new Miocene mammals from the Cura-Mallín and Trapa-Trapa Formations, Laguna del Laja area, south Central Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 26: 412-423, doi:10.1016/j.jsames,2008,05,006.
- 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 de Magíster, Departamento de Geología, Universidad de Chile, (inédito)*, 179 p., Santiago.
- Fock, A., Charrier, R., Fariás, M. y Muñoz, M. 2006. Fallas de vergencia oeste en la Cordillera Principal de Chile central: Inversión de la Cuenca de Abanico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina, Serie Publicación Especial* 6: 48-55.
- Franchini, M.B., López-Escobar, L., Shalamuk, I.B.A. y Meinert, L.D. 2003. Paleocene, calc-alkaline subvolcanic rocks from Nevazón Hill area (NW Chos Malal Fold Belt), Neuquén, Argentina, and comparison with granitoids of the Neuquén-Mendoza volcanic province. *Journal of South American Earth Sciences* 16: 399-422.
- 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., Santiago.
- Fuentes, F., Vergara, M., Aguirre, L. y Féraud, G. 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. *Revista Geológica de Chile* 29(2): 207-225.
- Galli, C. 1957. Las formaciones geológicas del borde occidental de la Puna de Atacama, sector de Pica, Tarapacá. *Revista Mineral 12*: 14-26.
- Galli, C. 1968. Cuadrángulo Juan de Morales, Provincia de Tarapacá. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile (escala 1:50,000)* 18, 53 p.
- Galli, C. y Dingman, R. 1962. Cuadrángulos Pica, Alca, Matilla y Chacarilla, con un estudio de aguas subterráneas, Provincia de Tarapacá. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile (escala 1:50.000)* 3(2-5): 125 p.
- Galli, C.I. y Hernández, M. 1999. Evolución de la Cuenca de Antepaís desde la zona de la Cumbre Calchaquí hasta la Sierra de Santa Bárbara, Eoceno inferior - Mioceno medio, provincia de Salta, Argentina. *Acta Geologica Hispanica* 34(2-3): 167-184.
- Gana, P. y Wall, R. 1997. Evidencias geocronológicas ⁴⁰Ar/³⁹Ar 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. Theories and facts on the Andes. *Journal Geological Society, London*, 129: 93-131.
- García, M. 1996. Geología y estructura del borde del Altiplano occidental, en el área de Belén (Chile). *Tesis de Magíster, Departamento de Geología, Universidad de Chile, (inédito)*, 111 p., Santiago.
- García, M. 2002. Évolution Oligo-Miocène de l'Altiplano occidental (arc et avant-arc du Nord du Chili, Arica): Tectonique, volcanisme, sédimentation, géomorphologie et bilan érosion-sédimentation. *Géologie Alpine, Université I de, Mémoire H.S. 40*, 118 p., Grenoble.
- García, M., Gardeweg, M., Clavero, J. y Hérail, G. 2004. Hoja Arica, Región de Tarapacá. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Carta Geológica de Chile* 84: 150 p.
- Gardeweg, M. y Ramírez, C.F. 1985. Hoja Río Zapaleri, Región de Antofagasta. *Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), Carta Geológica de Chile (escala 1:250,000)* 66, 89 p.

- Garziona, C.N., Molnar, P., Libarkin, J.C. y Mac Fadden, B.J. 2006. Rapid late Miocene rise of the Bolivian Altiplano: Evidence for removal of mantle lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters* 241(3-4): 543-556.
- Giambiagi, L.B. 1999. Interpretación tectónica de los depósitos neógenos de la cuenca de antepaís del Alto Tunuyán, en la región del río Palomares, provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 54: 361-374.
- Giambiagi, L.B., y Ramos V.A. 2002. Structural evolution of the Andes in a transitional zone between flat and normal subduction (33° 30' - 33° 45' S), Argentina and Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 15(1): 101-116.
- Giambiagi, L.B., Tunik, M.A. y Ghiglione, M. 2001. Cenozoic tectonic evolution of the Alto Tunuyán foreland basin above the transition zone between the flat and normal subduction segment (33°30'-34°S), western Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 14: 707-724.
- Giambiagi, L., Ramos, V.A., Godoy, E., Álvarez, P.P. y 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.
- Gregory-Wodzicki, K. 2000. Uplift history of the Central and Northern Andes: A review. *Geological Society of America Bulletin* 112(7): 1091-1105.
- Gubbels, T.L., Isacks B.L. y Farrar, E. 1993. High-level surfaces, plateau uplift, and foreland development, Bolivian central Andes. *Geology* 21(8): 695-698.
- Gutscher, M.A. 2002. Andean subduction and their effect on the thermal structure and interpolate coupling. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 3-10.
- Hammerschmidt, K., Döbel, R. y Friedrichsen, H. 1992. Implication of 40Ar/39Ar dating of Tertiary volcanics rocks from the north-Chilean Precordillera. *Tectonophysics* 202: 55-81.
- Hartley, A., Flint, S., Turner, P. y Jolley, E.J. 1992. Tectonic controls on the development of a semi-arid alluvial basin as reflected in the stratigraphy of the Purilactis Group (Upper Cretaceous-Eocene) northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 5: 275-296.
- Haschke, M., Siebel, W., Günther, A. y Scheuber, E. 2002. Repeated crustal thickening and recycling during the Andean orogeny in north Chile (21°-26°S). *Journal of Geophysical Research* 107(B1 2002): ECV 6-1-18 [DOI: 10.1029/2001JB000328].
- Hérial, G., Rochat, Ph., Baby, P., Aranibar, O., Lavenu, A. y Mascle, G. 1997. El Altiplano Norte de Bolivia: Evolución geológica terciaria. En Charrier, R. (ed.) *El Altiplano: Ciencia y conciencia en los Andes*, Universidad de Chile, Santiago: 33-44.
- Hoke, G., Isacks, B., Jordan, T.E., Blanco, N., Tomlinson, A.J. y Ramezani, J. 2007. Geomorphic evidence for post-10 Ma uplift of the western flank of the central Andes 18°30'-22°S. *Tectonics* doi:10.1029/2006TC002082.
- Horton, B.K., Hampton, B.A. y Waaders, G.L. 2001. Paleogene synorogenic sedimentation in the Altiplano Plateau and implications for initial mountain building in the central Andes. *Geological Society of America Bulletin* 113: 1387-1400.
- Iriarte, S., Arévalo, C., Mpodozis, C. y Rivera, O. 1996. Mapa Geológico de la Hoja Carrera Pinto, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos N° 3 (escala 1:100.000).
- Isacks, B.L. 1988. Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline. *Journal of Geophysical Research* 93(B4): 3211-3231.
- Jerez, D. 2007. Contribución a la geocronología y geoquímica de los intrusitos Estero Yerba Loca y Batolito San Francisco, Cordillera de Chile central. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, (inédito), 58 p., Santiago.
- Jiménez, N., Vargas-Mattos, G., Santiváñez, R., Ballón, P. y Galdames, M.C. 2008. Neogene arc volcanism of the Bolivian Andes: A review of the chronology and the geochemical characteristics. 4° Simposio de Vulcanismo e Ambientes Asociados, En Leitao, B., Braz, F. y Andersao de Souza, I. (eds.) 4° Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Asociados, Anais CD-ROM, Foz do Iguaçu.
- Jordan, T.E., Isacks, B.L., Allmendinger, R.W., Brewer, J.A., Ramos, V.A. y Ando, C.J. 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin* 94: 341-361.
- Jordan, T.E., Tamm, V., Figueroa, G., Flemings, P.B., Richards, D., Tabbutt, K. y Cheatham, T. 1996. Development of the Miocene Manantiales foreland basin, Principal Cordillera, San Juan, Argentina. *Revista Geológica de Chile* 23(1): 43-79.
- 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(3): 308-324.
- Kay, S.M. y Kurtz, A. 1995. Magmatic and tectonic characterization of the El Teniente region. CODELCO-Chile, (inédito), 180 p., Santiago.
- Kay, S.M. y Abbruzzi, J.M. 1996. Magmatic evidence for Neogene lithospheric evolution of the central Andean "flat-slab" between 30° and 32°S. *Tectonophysics* 259: 15-28.
- 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 American Earth Sciences* 15: 39-57.
- Kay, S.M., Mpodozis, C. y Coira, B. 1999. Neogene magmatism, tectonism, and mineral deposits of the Central Andes (22°-33°S latitude). En Skinner B.J. (ed.) *Geology and ore deposits of the Central Andes*, Society of Economic Geologists, Special Publications 7: 27-59.
- 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: 67-88.
- 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.
- Lahsen, A. 1982. Upper Cenozoic volcanism and tectonism in the Andes of northern Chile. *Earth-Science Reviews* 18: 285-302.
- Lavenu, A. y Cembrano, J. 1999. Compressional and transpressional stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in fore arc and intraarc zones (Andes of Central and Southern Chile). *Journal of Structural Geology* 21: 1669-1691.
- Lamb, S., Hoke, L., Kennan, L. y Dewey, J. 1997. Cenozoic evolution of the Central Andes in Bolivia and northern Chile. En Burg, J. y

- Ford, M. (eds) Orogeny through time. Journal Geological Society, Special Publication 121: 237-264, London.
- 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.
- Limarino, C.O., Gutiérrez, P.R., Malizia, D., Barreda, V., Page, S., Ostera, H. y Linares, E. 1999. Edad de las secuencias paleógenas y neógenas de las cordilleras de la Brea y zancarrón, Valle del Cura, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 54: 177-181.
- Lindsay, D.D. 1997. Structural control and anisotropy of mineralization within the Chuquimata porphyry copper deposit, Northern Chile. Tesis Doctoral, Dalhousie University, (inédito), 381 p., Halifax.
- Litvak, V.D. y Page, S. 2002. Nueva evidencia cronológica en el Valle del Cura, provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57:483-486.
- Litvak, V.D., Poma, S. y Mahlburg Kay, S. 2007. Paleogene and Neogene magmatism in the Valle del Cura region: New perspective on the evolution of the Pampean flat slab, San Juan Province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 24: 117-137.
- Llambías, E.J. y Rapela, C.W. 1989. Las volcanitas de Collipilli, Neuquén (37°S) y su relación con otras unidades paleógenas de la cordillera. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 44: 224-236.
- Macellari, C.E., Su, M.J. y Townsend, F. 1991. Structure and seismic stratigraphy of the Atacama Basin, Northern Chile. 4° Congreso Geológico Chileno (Antofagasta), Actas 1: 133-137.
- McInnes, B.I.A., Evans, N.J., Fu, F.Q., Garwin, S., Belousova, E., Griffin, W.L., Bertens, A., Sukarna, D., Permanadewi, S., Andrew, R.L. y Deckart, K. 2005. Thermal history analysis of selected Chilean, Indonesian, and Iranian porphyry Cu-Mo-Au deposits. En Porter, T.M. (ed.) *Super Porphyry Copper and Gold Deposits: A Global Perspective*: 27-42, PGC Publishing, Adelaide.
- McQuarrie, N., Horton, B., Zandt, G., Beck, S. y DeCelles, G. 2005. Lithospheric evolution of the Andean fold-thrust belt and the origin of the central Andean plateau. *Tectonophysics* 399:15-37.
- Maksaev, V. 1978. Cuadrángulo Chitigua y sector oriental del Cuadrángulo Cerro Palpana, Región de Antofagasta. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile (escala 1:50.000) 31, 55 p.
- Maksaev, V. 1990. Metallogeny, geological evolution and thermochronology of the Chilean Andes between latitudes 21° and 26° south, and the origin of the major porphyry copper deposits. Tesis doctoral, Dalhousie University, 544 p., Halifax.
- Maksaev, V. y Zentilli, M. 1999. Fission track thermochronology of the Domeyko Cordillera, northern Chile: Implications for Andean tectonics and porphyry copper metallogenesis. *Exploration and Mining Geology* 8: 65-89.
- Maksaev, V., Munizaga, F., McWilliams, M., Fanning, M., Mathur, R., Ruiz, J. y Zentilli, M. 2004. New chronology for El Teniente, Chilean Andes, from U/Pb, ⁴⁰Ar/³⁹Ar, Re/Os and fission-track dating: Implications for the evolution of a supergiant porphyry Cu-Mo deposit. En Sillitoe, R.H., Perelló, J. y Vidal, C.E. (eds.) *Andean Metallogeny: New discoveries, Concepts, Update*, Society of Economic Geologists, Special Publication 11: 15-54.
- Maksaev, V., Munizaga, F., Zentilli, M. y Charrier, R. 2009. Fission track thermochronology of Neogene plutons in the Principal Andean Cordillera of central Chile (33°-35°S): Implications for tectonic evolution and porphyry Cu-Mo mineralization. *Andean Geology* 36: 153-171.
- Marinovic, N. y García, M. 1999. Hoja Pampa Unión, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), Mapas Geológicos (escala 1:100.000) 9.
- Marinovic, N., Smoje, I., Maksaev, V., Hervé, M. y Mpodozis, C. 1995. Hoja Aguas Blancas, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) Carta Geológica (escala 1:250.000) 70, 150 p.
- Marocco, R., Delfaud, J. y Lavenu, A. 1985. Ambiente deposicional de una cuenca intramontañosa andina: el Grupo Moquegua (Sur del Perú); primeros resultados. *Sociedad Geológica del Perú* 75:73-90.
- Marquardt, C., Blanco, N., Godoy, E., Lavenu, A., Ortlieb, L., Marchant, M. y Guzmán, N. 2000. Estratigrafía del Cenozoico Superior en el área de Caldera (26°45'-28°S), III Región de Atacama, Chile. 9° Congreso Geológico Chileno (Puerto Varas), Actas 1: 504-508.
- Marquillas, R.A. y Salfity, J.A. 1988. Tectonic framework and correlations of the Cretaceous-Eocene Salta Group, Argentina. En Bahlburg, H., Breitreuz, C. y Giese, P. (eds.) *The Southern Central Andes*, Springer Verlag, Lecture Notes in Earth Sciences 17: 119-136, Berlin, Heidelberg, New York.
- Marquillas, R.A., Del Papa, C. y Sabino, I.F. 2005. Sedimentary aspects and paleoenvironmental evolution of a rift basin: Salta Group (Cretaceous-Paleogene), northwestern Argentina. *International Journal of Earth Sciences* 94: 94-113.
- May, G., Hartley, A.J., Chong, G., Stuart, F., Turner, P. y Kappe, S.J. 2005. Eocene to Pleistocene lithostratigraphy, chronostratigraphy and tectono-sedimentary evolution of the Calama Basin, northern Chile. *Revista Geológica de Chile* 32: 33-58.
- Maydagán, L., Impicini, A. y Franchini, M.B. 2008. El pórfiro de Cu-Au El Altar (31°29'S-70°28'O), SO de San Juan: correlación entre alteración, mineralización y geoquímica a lo largo del sondeo ALD-1. 17° Congreso Geológico Argentino (Jujuy), Actas 2: 633-634.
- Méndez, V. y Zappettini, E. 1984. Los pórfiros de cobre de la República Argentina. 9° Congreso Geológico Argentino (Buenos Aires), Actas 5: 589-610.
- Milana, J.P., Cevallos, M., Zavattieri, A.M., Prampano, M. y Papu, M. 1993. La secuencia terciaria de Pachaco: Sedimentología, Edad, Correlaciones y significado paleogeográfico. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Actas 1: 226-234.
- Montaño, J.M. 1976. Estudio geológico de la zona de Caracoles y áreas vecinas con especial énfasis en el Sistema Jurásico, Provincia de Antofagasta, II Región, Chile. Tesis doctoral, Departamento de Geología, Universidad de Chile, (inédito), 182 p., Santiago.
- Mortimer, C. 1973. Área Pan de Azúcar, Región de Atacama, The Cenozoic History of the Southern Atacama Desert, Chile. *Journal Geological Society* 129: 505-526, London.
- Mpodozis, C. y Ramos, V.A. 1989. The Andes of Chile and Argentina, En Ericksen, G.E., Cañas, M.T. y Reinemund, J.A. (eds.) *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon*

- and energy resources, Circum-Pacific Council for Energy and Hydrothermal Resources, American Association of Petroleum Geologists, Earth Science Series 11: 59-90.
- Mpodozis, C., Marinovic, N., Smoje, I. y Cuitiño, L. 1993. Estudio geológico-estructural de la Cordillera de Domeyko entre Sierra Limón Verde y Sierra Mariposas, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, (inédito), IR 93-04, 282 p.
- Mpodozis, C., Cornejo, P., Kay, S.M. y Tittler, A. 1995. La Franja de Maricunga: síntesis de la evolución del Frente Volcánico Oligoceno-Mioceno de la zona sur de los Andes Centrales. *Revista Geológica de Chile* 21(2): 273-313.
- Mpodozis, C., Arriagada, C. y Roperch, P. 1999. Cretaceous to Paleogene Geology of the Salar de Atacama Basin, Northern Chile: A reappraisal of the Purilactis Group Stratigraphy. 4^o International Symposium on Andean Geodynamics (Göttingen) (ISAG), Abstracts: 523-526.
- Mpodozis, C., Blanco, N., Jordan, T. y Gardeweg, M.C. 2000. Estratigrafía y deformación del Cenozoico tardío en la región norte de la cuenca del Salar de Atacama: La zona de Vilama-Pampa Vizcachitas. 9^o Congreso Geológico Chileno (Puerto Varas), Actas 2: 598-603.
- Mpodozis, C., Arriagada, C., Basso, M., Roperch, P., Cobbold, P. y Reich, M. 2005. Late Mesozoic to Paleogene stratigraphy of the Salar de Atacama Basin, Antofagasta, Northern Chile: implications for the tectonic evolution of the Central Andes. *Tectonophysics* 399(1-4): 125-154.
- Munizaga, F., Huete, C. y Hervé, F. 1985. Geocronología K-Ar y razones iniciales Sr87/Sr86 de la 'Faja Pacífica' de 'Desarrollos hidrotermales'. 4^o Congreso Geológico Chileno (Antofagasta), Actas 3: 357-379.
- 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'W). Tesis de Magíster, Departamento de Geología, Universidad de Chile, (inédito) 172 p., Santiago.
- Muñoz, M. Origen de los magmas de los intrusivos del yacimiento El Teniente y su significado en la evolución del arco magmático Mioceno en los Andes chilenos entre 33°45' y 34°30'S, Tesis doctoral, Departamento de Geología, Universidad de Chile, (en preparación), Santiago.
- Muñoz, N. y Sepúlveda, P. 1992. Estructura compresiva con vergencia al oeste en el borde oriental de la Depresión Central, Norte de Chile (19°15' S). *Revista Geológica de Chile* 19(2): 241-247.
- Muñoz, N. y Charrier, R. 1996. Uplift of the western border of the Altiplano on a west-vergent thrust system, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 9(3/4): 171-181.
- Muñoz, N., Charrier, R. y Jordan, T. 2002. Interactions between basement and cover during the evolution of the Salar de Atacama Basin, northern Chile. *Revista Geológica de Chile* 29(1): 55-80.
- Muñoz, P. 2008. Antecedentes petrográficos, geoquímicos y geocronológicos de rocas intrusivas del sector Rosario de Rengo, Región del Libertador Bernardo O'Higgins, Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, (inédito), 61 p.
- Muñoz, V. 2007. Evolución morfoestructural del piedemonte altiplánico chileno durante el Cenozoico superior entre la Quebrada de Tarapacá y la Quebrada de Sagasca (19°45'-20°15'S). Tesis doctoral, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 118 p.
- Muñoz-Cordero, M. 2008. Desarrollo de las superficies elevadas de bajo relieve y su relación con el alzamiento Andino, entre los 33°30' y 34°30'S. Memoria de título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, (inédito), 102 p., Santiago.
- Naranjo, J.A. y Paskoff, R. 1980. Evolución geomorfológica del desierto de Atacama, entre los 26° y 33° latitud sur: revisión cronológica. *Revista Geológica de Chile* 10: 85-89.
- Naranjo, J.A. y Paskoff, R. 1981. Estratigrafía de los depósitos cenozoicos de la región de Chiu-chiu-Calama, Desierto de Atacama. *Revista Geológica de Chile* 13-14: 79-85.
- Naranjo, J.A. y Puig, A. 1984. Hojas Taltal y Chañaral. Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), Carta Geológica de Chile 62-63: 140 p.
- Naranjo, J.A. y Paskoff, R. 1985. Evolución cenozoica del piedemonte andino en la Pampa del Tamarugal, norte de Chile (18°-21° S). 4^o Congreso Geológico Chileno (Antofagasta), Actas 5: 149-164.
- Naranjo, J.A. y Cornejo, P. 1992. Hoja Salar de la Isla. Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), Carta Geológica de Chile (escala 1:250.000) 72.
- Niemeyer, H. 1999. Nuevos datos cinemáticos para la Falla Sierra Castillo en Quebrada del Carrizo, Precordillera de la Región de Atacama, Chile. *Revista Geológica de Chile* 26: 159-174.
- Nystrom, J., Parada, M.A. y Vergara, M. 1993. Sr-Nd isotope composition of Cretaceous to Miocene volcanic rocks in central Chile, A trend towards a MORB signature and a reversal with time. 2^o International Symposium on Andean Geodynamics (Oxford) (ISAG), Editions ORSTOM: 21-23.
- 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.
- Oliveros, V., Aguirre, L., Morata, D., Simonetti, A., Vergara, M., Belmar, M. y Calderon, S. 2008. Geochronology of very low-grade Mesozoic Andean metabasites; an approach through the K-Ar, Ar⁴⁰/Ar³⁹ and U-Pb LAMC-ICP-MS methods. *Journal of the Geological Society* 165: 579-584.
- Ortúzar, J. 2006. Geología del prospecto Novicio, alta cordillera, 5a, Región, Chile Central. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, (inédito), 87 p.
- Ossandón, G., Fréraud, R., Gustafson, L., Lindsay, D. y Zentilli, M. 2001. Geology of the Chuquicamata Mine: A Progress Report. *Economic Geology* 96: 249-270.
- Oyarzún, R., Márquez, A., Lillo, J., López, I., y Rivera, S. 2001. Giant versus small porphyry copper deposits of Cenozoic age in Northern Chile: adakitic versus normal calc-alkaline magmatism. *Mineralium Deposita* 36: 794-798.
- Pardo, R. 2006. Proyecto Pimentón, Región de Valparaíso - Chile, South American Gold and Copper Co, Ltd., Rio Tinto Mining and Exploration Ltd., Informe Final, (inédito), 31 p.
- Pardo-Casas, F. y Molnar, P. 1987. Relative motion of the Nazca (Farallón) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics* 6(3): 233-248.
- Pineda, G. y Emparan, C. 2006. Geología del área Vicuña-Pichasca, Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, SERNA-

- GEOMIN, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica (escala 1: 100.000) 97, 29 p.
- Pérez, D. 2001. Tectonic unroofing history of Neogene Manantiales foreland basin deposits, Cordillera Frontal (32°30'S), San Juan Province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 14: 693-705.
- Pérez, D.J. y Ramos, V.A. 1996. Los depósitos sinorogénicos. En Ramos (ed.) *Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza*, Dirección Nacional del Servicio Geológico, *Anales* 24(11): 317-341, Buenos Aires.
- Pinto, L., Hérail, G. y Charrier, R. 2004. Sedimentación sintectónica asociada a las estructuras neógenas en el borde occidental del plateau andino en la zona de Moquella (19°15'S, Norte de Chile). *Revista Geológica de Chile* 31(1): 19-44.
- Piquer, J. 2004. Ambiente geológico del prospecto Infernillo, Cordillera de Curicó, VII Región. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, (inédito), 72 p.
- Polanski, J. 1957. Prolegómeno a la estratigrafía y tectónica del Terciario de la Depresión Intermontánea del Alto Tunuyán. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, *Contribuciones Científicas* 1(2): 95-139, Buenos Aires.
- 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. 110° Congrès National des Sociétés Savantes. Montpellier, Section Sciences, Paléobotanique, Fascicule 5: 187-207.
- Priesmeyer, S.T. y Sim, R.C. 2006. Technical report on the Vizcachitas property, Región V, Chile. Report 887, (inédito), A.C.A. Howe International Limited Canada for Global Copper Corporation (Toronto), 97 p.
- Ramos, V.A. 1996. Los Recursos Minerales. En Ramos, V. (ed.) *Geología de la Región del Aconcagua*, Subsecretaría de Minería de la Nación, Dirección Nacional del Servicio Geológico, *Anales* 24: 461-470.
- Ramos, V.A. 1999. Los depósitos sinorogénicos terciarios de la región andina. En Caminos, R. (ed.) *Geología Argentina*, Subsecretaría de Minería de la Nación, Servicio Geológico Minero Argentino, *Anales del Instituto de Geología y Recursos Minerales* 29(14): 651-682, Buenos Aires.
- Ramos, V.A. y Folguera, A. 2005. Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: constraint derived from the magmatic arc and foreland deformation. En Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A. y Schwartz, E. (ed.) *The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*, Geological Society, *Special Publications* 252: 15-35, London.
- Ramos, V.A., Cegarra, M. y Cristallini, E. 1996. Cenozoic tectonics of the High Andes of west-central Argentina (30-36°S latitude). *Tectonophysics* 259: 185-200.
- Ramos, V.A., Álvarez, P.P., Aguirre-Urreta, M.B. y Godoy, E. 1997. La Cordillera Principal a la latitud del Paso Nieves Negras. 8° Congreso Geológico Chileno (Antofagasta), *Actas* 3: 1704-1708.
- Ramos, V.A., Cristallini, E. y Pérez, D.J. 2002. The Pampean *flat-slab* of the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 59-78.
- Ramos, V.A., Zapata, T., Cristallini, E. y Intracaso, A. 2004. The Andean thrust system - Latitudinal variations in structural styles and orogenic shortening. En McClay (ed.) *Thrust tectonics and hydrocarbon systems*, American Association of Petroleum Geologists *Memoir* 82: 30-50.
- Rauld, R., Vargas, G., Armijo, R., Ormeño, A., Valderas, C. y Campos J. 2006. Cuantificación de escarpes de falla y deformación reciente en el frente cordillerano de Santiago. 11° Congreso Geológico Chileno (Antofagasta), *Actas* 2: 447-450.
- Reich, M., Parada, M.A., Palacios, C., Dietrich, A., Schultz, F. y Lehmann, B. 2003. Adakite-like signature of Late Miocene intrusions at the Los Pelambres giant porphyry copper deposit in the Andes of central Chile. *Mineralium Deposita* 38: 876-885.
- Reutter, K.-J. 2001. Le Ande centrali: elemento di un'orogenesi di margine continentale attivo. *Acta Naturalia de l'Ateneo Parmense* 37 (1/2): 5-37.
- Reutter, K.-J., Scheuber, E. y Helmcke, D. 1991. Structural evidence of orogen-parallel strike slip displacements in the Cordillera of Northern Chile. *Geologische Rundschau* 80: 135-153.
- Reutter, K.-J., Scheuber, E. y Chong, G. 1996. The Precordilleran fault system of Chuquicamata, northern Chile: Evidence for reversals along arc-parallel strike-slip faults. *Tectonophysics* 259: 213-228.
- Richards, J. 2002. Discussion of "Giant versus small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: Adakitic versus normal calc-alkaline magmatism" by Oyarzun *et al.* (*Mineralium Deposita* 36: 794-798, 2001): *Mineralium Deposita* 37: 788-790.
- Richards, J. 2003. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation. *Economic Geology* 96: 1515-1533.
- Richards, J. y Kerrich, R. 2007. Special Paper: Adakite-Like Rocks: Their Diverse Origins and Questionable Role in Metallogenesis. *Economic Geology* 102: 537-576.
- Riquelme, R. y Hérail, G. 1997. Discordancias progresivas en el Cenozoico Superior del borde occidental del Altiplano de Arica: implicancias tectónicas. 8° Congreso Geológico Chileno (Antofagasta), *Actas* 1: 205-209.
- Riquelme, R., Martinod, J., Hérail, G., Darrozes, J. y Charrier, R. 2003. A geomorphological approach to determining the Neogene to Recent tectonic deformation in the Coastal Cordillera of northern Chile (Atacama). *Tectonophysics* 361: 255-275.
- Riquelme, R., Hérail, G., Martinod, J., Charrier, R. y Darrozes, J. 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.
- Rochat, P. 2002. Structures et cinématique de l'Altiplano Nord-Bolivien au sein des Andes Centrales. Thesis, Université Joseph Fourier, Editions Géologie Alpine 38: 193 p., Grenoble.
- Rochat, P., Hérail, G., Baby, P., Aranibar, O. y Masclé, G. 1998. Analyse géométrique et modèle tectonosédimentaire de l'Altiplano nord bolivien. *Comptes Rendus Académie de Sciences* 327: 769-775.
- Salas, R., Kast, R., Montecinos, F. y Salas, I. 1966. Geología y recursos minerales del Departamento de Arica, Provincia de Tarapacá. Instituto de Investigaciones Geológicas 21, 130 p., Santiago.

- Salfity, J.A. y Marquillas, R.A. 1994. Tectonic and sedimentary evolution of the Cretaceous-Eocene Salta Group basin, Argentina. En Salfity, J.A. (ed.) *Cretaceous Tectonics of the Andes*, Evolution Sciences Monograph Series, Friedr, Vieweg & Sohn, 266-315, Braunschweig/Wiesbaden.
- Salfity, J.A. y Marquillas, R.A. 1999. La Cuenca Cretácico-Terciaria del norte argentino. En Caminos, R. (ed.) *Geología Argentina*, Subsecretaría de Minería de la Nación, Servicio Geológico Minero Argentino, Anales del Instituto de Geología y Recursos Minerales 29 (14): 613-626, Buenos Aires.
- Salfity, A., Gorustovich, S., Moya, M.C. y Amengual, R. 1984. Marco tectónico de la sedimentación y efusividad cenozoica de la Puna. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 539-554.
- Sellés, D. y Gana, P. 2001. Geología del área Talagante - San Francisco de Mostazal: Regiones Metropolitana y del Libertador General Bernardo O'Higgins. Servicio Nacional de Geología y Minería, SERNAGEONIM, Carta Geológica de Chile (escala 1:100.000) Serie Geología Básica 74, 30 p., Santiago.
- Sempere, T., Hérial, G., Oller, J. y Bonhomme, M. G. 1990. Late Oligocene-early Miocene major tectonic crisis and related basins in Bolivia. *Geology* 18: 946-949.
- Sepúlveda, P. y Naranjo, J.A. 1982. Hoja Carrera Pinto. Servicio Nacional de Geología y Minería, SERNAGEOMIN, Carta Geológica de Chile (escala 1:100.000) 53, 62 p.
- Sernageomin 2003. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Carta Geológica de Chile (escala 1:1.000.000), Publicación Geológica Digital 4, CD-Rom, Santiago.
- Sillitoe, R.H. 1977. Permo-Carboniferous, Upper Cretaceous, and Miocene porphyry type mineralization in the Argentinean Andes. *Economic Geology* 72: 99-109.
- Sillitoe, R.H. 1988. Epochs of intrusion-related copper mineralization in the Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 1: 89-108.
- Sillitoe, R.H. y Perelló, J. 2005. Andean copper province: tectonomagmatic settings, deposit types, Metallogeny, exploration, and discovery. En Hedenquist J.W., Thompson J.F.H., Goldfarb R., Richards, J. (eds.) *Economic Geology One Hundredth Anniversary Volume (1905-2005)*, Society of Economic Geologists Inc., 845-890, Littleton.
- Sillitoe, R. H., Mortimer, C. y Clark, A.H. 1968. A chronology of landform evolution and supergene mineral alteration, southern Atacama Desert, Chile. *Transactions Institute Mining and Metallurgy (Section B: Applied Earth Sciences)* 77: B166-B169.
- Skewes, M.A. y Holmgren, C. 1993. Solevamiento 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.
- Somoza, R. 1998. Updated Nazca (Farallon)-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: 211-215.
- Spalletti, L. y Dalla Salda, L. 1996. A pull apart volcanic related Tertiary basin, an example from the Patagonian Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 9(3-4): 197-206.
- Spikings, R., Dungan, M., Focken, J., Carter, A., Page, L. y Stuart, F. 2008. Tectonic response of the central Chilean margin (35°-38°S) to the collision and subduction of heterogeneous oceanic crust: a thermochronological study. *Journal of the Geological Society of London* 165: 941-953.
- Stern, C.R. y Skewes, M.A. 1995. Miocene to present magmatic evolution at the northern end of the Andean Southern Volcanic Zone, Central Chile. *Revista Geológica de Chile* 22(2): 261-272.
- Stern, C.R. y Skewes, M.A. 2005. Origin of giant Miocene and Pliocene Cu-Mo deposits in Central Chile: Role of ridge subduction, decreased subduction angle, subduction erosion, crustal thickening, and long-lived, batholith-size, open-system magma chambers. En Porter, T.M. (ed.) *Super Porphyry Copper & Gold Deposits: A global perspective* PGC Publishing 1: 65-82, Adelaide.
- Stern, C.R., Moreno, H., López-Escobar, L., Clavero, J.E., Lara, L., Naranjo, J.A., Parada, M.A. y Skewes, M.A. 2007. Chilean volcanoes. En Moreno, T. y Gibbons, W. (eds.) *The Geology of Chile*, The Geological Society, 147-178, London.
- Thiele, R. 1980. Hoja Santiago, Región Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile 29, 21p.
- Thomas, A. 1967. Cuadrángulo Mamiña, Provincia de Tarapacá. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile (escala 1:50.000) 17: 49 p., Santiago.
- Tobar, A., Salas, R. y Kast, R. 1968. Cuadrángulos Camaraca y Azapa, Provincia de Tarapacá. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile (escala 1:50.000) 19-20, 25 p., Santiago.
- Tomlinson, A. y Blanco, N. 1997a. Structural evolution and displacement history of the West fault System, Precordillera, Chile: Part 1, syn-mineral history. 8° Congreso Geológico Chileno (Antofagasta), Actas 3: 1873-1877.
- Tomlinson, A. y Blanco, N. 1997b. Structural evolution and displacement history of the West fault System, Precordillera, Chile: Part 2, postmineral history. 8° Congreso Geológico Chileno (Antofagasta), Actas 3: 1878-1882.
- Tomlinson, A., Mpodozis, C., Cornejo, P., Ramírez, C.F. y Dumitri, T. 1994. El sistema de fallas Sierra de Castillo-Agua Amarga: Transpresión sinistral cocena en la Precordillera de Potrerillos-El Salvador. 7° Congreso Geológico Chileno (Concepción), Actas 2: 1459-1463.
- Tomlinson, A., Cornejo, P. y Mpodozis, C. 1999. Hoja Potrerillos, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, SERNAGEOMIN, Mapas Geológicos (escala 1:100.000) 14, 33 p.
- Toro, J.C., Ortúzar, J., Makshev, V., Barra, F. y Zamorano, J. 2006. Cronología de un nuevo cluster en la franja de pórfidos cupríferos del Mioceno de Chile central. 11° Congreso Geológico Chileno (Antofagasta), Actas 2: 367-370.
- Tosdal, R.M. 1996. The Amazon-Laurentian connection as viewed from Middle Proterozoic rocks in the central Andes, western Bolivia and northern Chile. *Tectonics* 15: 827-842.
- Uliana, M.A. y Biddle, K.T. 1988. Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern south America. *Revista Brasileira de Geociencias* 18(2): 172-190.
- Urbina, N.E. y Sruoga, P. 2008. K-Ar mineral age constraints on the Diente Verde porphyry deposit formation, San Luis, Argentina. 6° South American Symposium on Isotope Geology, CD-ROM, San Carlos de Bariloche.
- Vergara, M., Levi, B. y Villarreal, R. 1993. Geothermal-type alteration in a burial metamor-

- phosed volcanic pile, central Chile. *Journal of Metamorphic Geology* 11: 449-454.
- Vergara, M., López-Escobar, L., Palma, J.L., Hickey-Vargas, R. y Roeschmann, C. 2004. Late Tertiary episodes in the area of the city of Santiago de Chile: new geochronological and geochemical data. *Journal of South American Earth Sciences* 17: 227-238.
- Vergés, J., Ramos, E., Seward, D., Busquets, P. y Colombo, F. 2001. Miocene sedimentary and tectonic evolution of the Andean Precordillera at 31°S, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 14: 735-750.
- Vicente, J.C. 2005. La fase primordial de estructuración de la faja plegada y corrida del Aconcagua: importancia de la Fase Pehuenche del Mioceno inferior. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60(4): 672-684.
- Victor, P., Oncken, O. y Glodny, J. 2004. Uplift of the western Altiplano plateau (Northern Chile). *Tectonics* 23: TC4004, doi:10.1029/2003TC001519.
- Vila, T. y Sillitoe, R.H. 1991. Gold-rich porphyry systems in the Maricunga belt, northern Chile. *Economic Geology* 86: 1238-1260.
- Wall, R., Sellés, D. y Gana, P. 1999. Área Tiltill - Santiago, Región Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería, SERNAGEOMIN, Mapas Geológicos (escala 1:100.000) 11.
- Willis, B. 1929. Earthquake conditions in Chile. Carnegie Institution, 178 p., Washington.
- Wörner, G., Hammerschmidt, K., Henjes-Kunst, F., Lezaun, J. y Wilke, H. 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 central Andes. *Revista Geológica de Chile* 27(2): 205-240.
- Yáñez, G., Ranero, C., von Huene, R. y Díaz, J. 2001. Magnetic anomaly interpretation across a segment of the Southern Central Andes (32°-34°S): Implications on the role of the Juan Fernández Ridge in the tectonic evolution of the margin during the Upper Tertiary. *Journal of Geophysical Research* 106(4): 6325-6345.
- Yáñez, G., Cembrano, J., Pardo, M., Ranero, C. y Sellés, D. 2002. The Challenger-Juan Fernández-Maipo major tectonic transition of the Nazca-Andean subduction system at 33-34°S: geodynamic evidence and implications. *Journal of South American Earth Sciences* 15:23-38.
- Yáñez, G., Pardo, M., Comte, D., Rivera, O., Farías, M., Vera, E., Baeza, L. y Monfret, T. 2007. Damage zone and the occurrence of World-class porphyry copper deposits in the active margin of Chile: evidences from natural seismicity experiments. *Geosur (Santiago)*: 176.
- Yrigoyen, M. 1993. Los depósitos sinorogénicos terciarios. En Ramos, V.A. (ed.) *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*, 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Relatorio 1: 123-148.
- Zurita, E., Muñoz, N., Charrier, R., Harambour, S. y Elgueta, S. 2000. Madurez termal de la materia orgánica de la Formación Abanico = Coya-Machalí, Cordillera Principal, Chile Central: resultados e interpretación. 9° Congreso Geológico Chileno (Puerto Varas), Actas 1: 726-730.
- Zweng, P.L. y Clark, A.H. 1995. Hypogene evolution of the Toquepala Porphyry Copper-Molybdenum Deposit, Moquegua, Southeastern Peru. En Pierce, F.W. y Bolm, J.G. (eds.) *Porphyry Copper Deposits of the American Cordillera*, Arizona Geological Society Digest 20: 566-612.

Recibido: 3 de marzo, 2009

Aceptado: 8 de septiembre, 2009