



## **DEFORMACIÓN K-T EN EL NORTE DE CHILE DETECTADA MEDIANTE PALEOMAGNETISMO: ¿TECTÓNICA TIPO ANDINA O COLISIÓN DE DORSAL?**

Invited

Rubén Somoza<sup>1,2\*</sup>, Andrew. J. Tomlinson<sup>3</sup>, Pablo Caffè<sup>1,4</sup>, Juan F. Vilas<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> CONICET, Argentina

<sup>2</sup> Departamento de Ciencias Geológicas, FCEyN, Universidad de Buenos Aires, Argentina

<sup>3</sup> Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile

<sup>4</sup> Instituto de Geología y Minería, Universidad Nacional de Jujuy, Argentina

### **Resumen**

Un estudio paleomagnético sobre la monzonita cuarzosa Cerros de Montecristo, Paleoceno más temprano, y su roca de caja del Jurásico y Cretácico más alto (norte de Chile, ~22°S) mostró magnetizaciones de polaridad reversa con alta temperatura de desbloqueo y alta coercitividad. Las remanencias de la roca de caja mostraron una prueba de plegamiento negativa y una dirección igual a la de la remanencia observada en el plutón. Esto indica que la deformación ocurrió alrededor del límite K-T. Si bien este evento puede ser otra manifestación de la deformación tipo andina, asociada a subducción simple de placa oceánica debajo de placa continental, la tectónica de placas admite la posibilidad de que se trate de colisión de un límite intra-oceánico de placas.

A paleomagnetic study from the earliest Paleocene Cerros de Montecristo Quartz Monzonite and its Jurassic to uppermost Cretaceous host rock (northern Chile, ~22°S) provided high temperature, high coercivity magnetizations of dominantly reversed polarity. The remanences of the host rocks gave a negative fold-test and are indistinguishable from the remanences found in the pluton, indicating that the uppermost Cretaceous rocks underwent deformation before intrusion of the earliest Paleocene pluton, pointing thus to K-T deformation at the locality. Although this deformation may be another product of typical subduction-related tectonics in the Central Andes, plate reconstructions admit the alternative hypothesis that the event be associated to ridge-trench collisions. This latter hypothesis also may include several tectonic events from northern Chile to the Patagonian Andes, which could be analyzed as the consequence of a southward migrating triple junction between latest Maastrichtian – Early Eocene times.

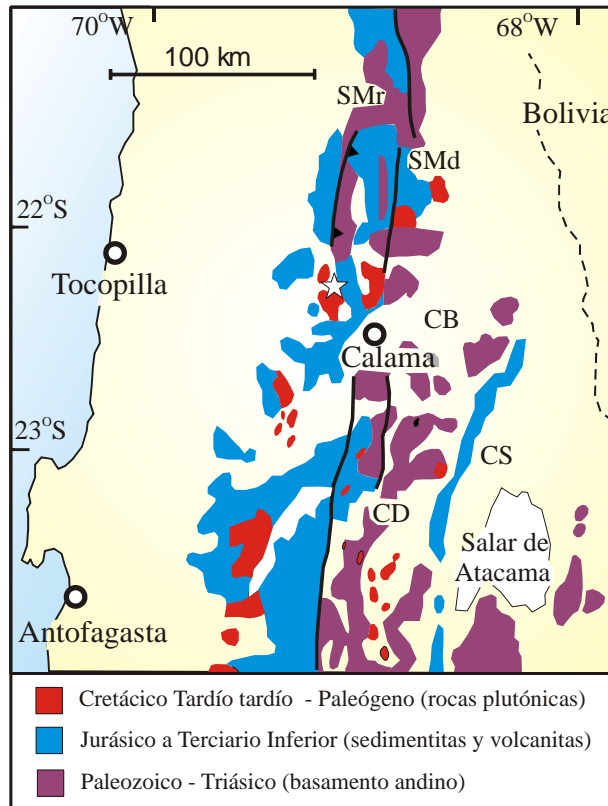
### **Introducción**

Los Andes se consideran como el ejemplo típico de orógeno no-colisional relacionado a convergencia simple entre una placa oceánica y una continental. El orógeno está evolucionando desde el Cretácico Tardío (Somoza y Zaffarana, 2008), cuando el movimiento hacia el Oeste de América del Sur se aceleró en respuesta a una reorganización global de placas. Este evento provocó la inversión tectónica de las cuencas extensionales del Jurásico y Cretácico Temprano en el margen andino. Posteriormente, el orógeno andino continuó evolucionando a través de varios eventos compresivos separados por períodos de relativa calma o, localmente, extensión menor. Los eventos compresivos incluyen las tres fases regionales clásicas: Peruana (Cretácico Tardío), Incaica (Eoceno) y Quechua (Cenozoico Tardío), pero la historia de la deformación se conoce pobremente así como también su relación con la cinemática de placas. La



identificación de deformación pre-eocena siempre ha sido difícil debido a la superposición de las fases Incaica y Quechua sobre los eventos más antiguos. Una excepción es el reconocimiento de una fase del Paleoceno más temprano en la región de Copiapó (norte de Chile, ~26-28° S).

En esta presentación se informan resultados paleomagnéticos en la región de Calama (norte de Chile, ~22° S, Figura 1) que manifiestan la presencia de un evento de deformación en torno al límite Cretácico-Terciario. Aunque esta deformación puede ser otra expresión de tectónica tipo andina, se discute la posibilidad de que se trate de colisión de dorsales centro-oceánicas.



**Figura 1.** Esquema de la geología regional pre-Neógena en la precordillera de Calama. Estrella muestra la localidad de muestreo. SMr: Sierra de Moreno, SMd: Sierra del Medio, CB: Cuenca de Calama, CD: Cordillera Domeyko, CS: Cordillera de la Sal

### La Monzonita Cuarzosa Cerros de Montecristo y su roca hospedante

Se trata de un plutón de grano fino a medio con cuarzo, plagioclasa, anfíbol, piroxeno y biotita como principales minerales primarios. Como minerales secundarios se detectó tremolita-actinolita, clorita y titanita, todos de origen deutérico. Un conjunto de pequeños cuerpos de gabro y diorita aparentemente co-sanguíneos con la monzonita cuarzosa aparecen en los márgenes del plutón. El plutón intruye rocas sedimentarias y volcánicas deformadas del Jurásico Superior – Cretácico Inferior y del Cretácico Superior. Las rocas de caja muestran una alteración propilítica débil representada por alteración de plagioclasa a albita-epidoto-cericita y el reemplazo pseudomórfico de minerales máficos (horblenda y piroxeno) por asociaciones de clorita-epidoto-magnetita. Las cloritas y los carbonatos están ampliamente diseminados y localmente se observa pirita diseminada. Adyacente al plutón se observa una alteración de mayor temperatura, donde las lavas del Cretácico Superior muestran actinolita reemplazando clinopiroxeno y



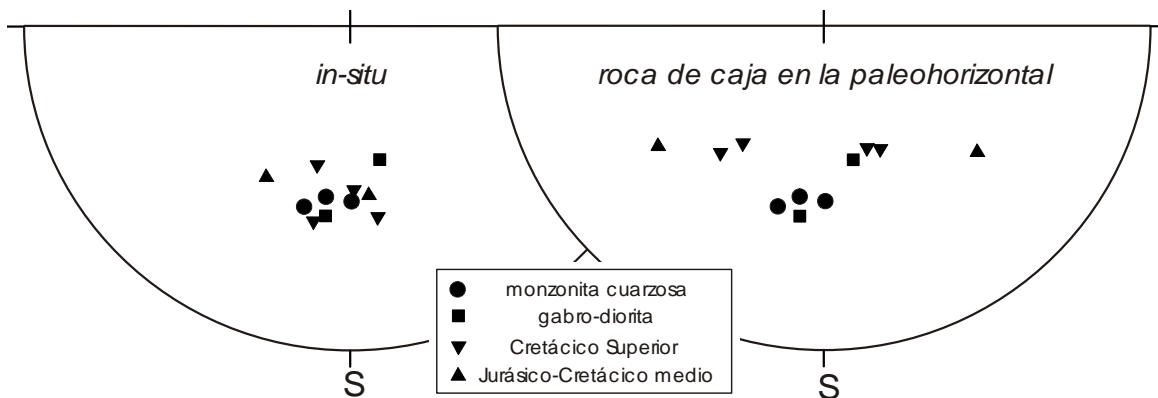
horblenda, además hay cloritización de olivita y crecimiento de actinolita, minerales opacos y titanita  $\pm$  clorita en la matrix. En contraste con lo observado en la roca de caja, el plutón se muestra sin alteración. La mineralogía observada sugiere actividad de sistema hidrotermal que afectó la roca de caja, con un gradiente de temperatura creciente hacia el plutón. La alteración aparentemente no está relacionada con fluidos liberados por el plutón debido a que su mineralogía magmática está inalterada a débilmente modificada. Pensamos entonces que el plutón actuó como fuente de calor para un sistema de circulación de fluidos externos, de una manera similar a la de la formación de zonas de alteración propilítica observadas alrededor de sistemas de pórfiros intrusivos someros.

### Deformación observada en el campo

Las sedimentitas y lavas del Cretácico Superior yacen en discordancia angular sobre las sedimentitas del Jurásico-Cretácico Inferior, documentando así la presencia de la fase de deformación Peruana del Cretácico Tardío. El Cretácico Superior se muestra, a su vez, deformado mediante plieg Mues abiertos de escala hectométrica a kilométrica. Estratos del Cretácico Superior basculados hacia el oeste pueden seguirse por kilómetros, con muy poco cambio de actitud, hasta el contacto con el plutón Cerros de Montecristo, sugiriendo que cualquier deformación relacionada a la intrusión es de menor importancia. Regionalmente, los conglomerados y arenas delioceno-Plioceno hunden suavemente ( $\sim 2^\circ$  en el sector norte del plutón) hacia el oeste, definiendo en la localidad el monoclinal andino-central (Tomlinson et al., 2001).

### Paleomagnetismo

Se perforaron tres sitios paleomagnéticos en la monzonita cuarzosa y dos sitios en pequeños afloramientos de las facies gabro-dioríticas. En la roca de caja se tomaron dos sitios en el Jurásico-Cretácico Inferior y cuatro sitios en el Cretácico Superior. La aplicación de desmagnetización por campos alternados y altas temperaturas permitió aislar una componente de polaridad reversa en el 94% de las muestras recolectadas. Las direcciones medias de los sitios muestran muy buen agrupamiento en coordenadas geográficas, y las direcciones de los sitios de la roca de caja se dispersan cuando se las rota a la paleohorizontal (Figura 2). Estos resultados indican que las rocas encajantes *ya deformadas* fueron *posteriormente remagnetizadas* por la acción del intrusivo. Esta observación es consistente con el hecho de que unos kilómetros al este, las lavas del Cretácico Superior muestran ambas polaridades y prueba de plegamiento positiva.



**Figura 2.** Distribución de las direcciones medias por sitio en coordenadas geográficas (izquierda) y con las direcciones de los sitios de la roca de caja en coordenadas estratigráficas (derecha)

La zonación mineral secundaria alrededor del plutón apunta al calor de la intrusión como el principal factor que contribuyó a la remagnetización y alteración de la roca de caja. Los resultados indican que la

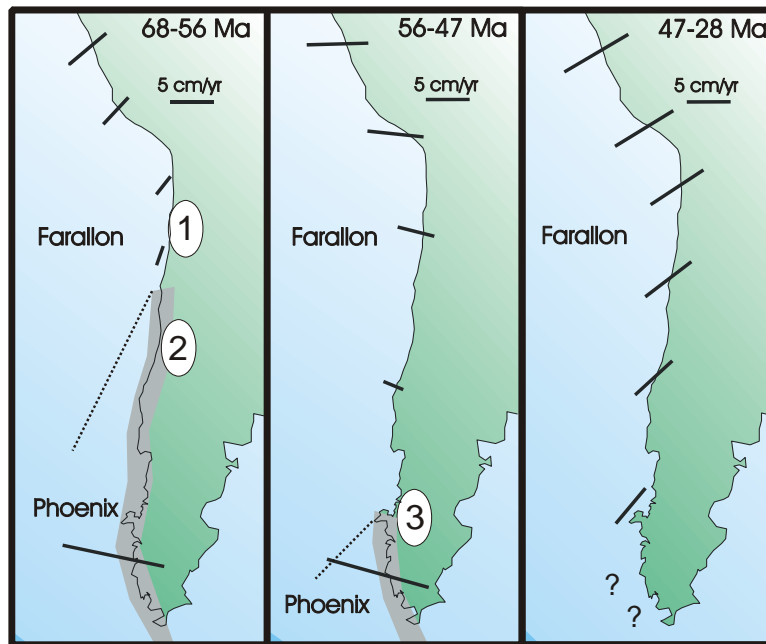


deformación del Cretácico Superior en la localidad ya estaba completa antes del bloqueo de la remanencia en la monzonita cuarzosa. El plegamiento del Cretácico Superior, entonces, queda acotado entre  $65.6 \pm 0.4$  Ma, edad U-Pb sobre circón de una ignimbrita en la parte superior de la unidad (Tomlinson et al., 2001); y  $63.2 \pm 1.0$  Ma, edad U-Pb sobre circón del plutón Cerros de Montecristo (Campbell et al., 2006). Los resultados del estudio permiten definir, así, una fase de deformación K-T en la zona de Calama, norte de Chile, donde toda la deformación post-cretácica observada había sido previamente adjudicada a la fase Incaica del Eoceno

### ¿Hubo colisión de dorsales oceánicas en el margen andino durante el Paleógeno?

Además de la deformación en Calama ( $\sim 22^\circ$  S) descrita arriba, deformación paleocena en el norte de Chile fue observada en otras localidades del norte de Chile. Esta deformación está documentada por discordancias entre rocas volcánicas de  $\sim 65$  Ma y rocas sedimentarias de  $\sim 58$  Ma en el Salar de Atacama ( $23^\circ$  S, Figura 1, Mpodozis et al., 2005); entre rocas volcano-sedimentarias de 80-65 Ma y volcanitas de 62-54 Ma en El Salvador ( $26^\circ$  S, Cornejo et al., 1997); y entre rocas volcánicas de 66.9-65.2 Ma e intrusivos de 64-59 Ma en Copiapó ( $27^\circ 30'$  S, Taylor et al., 2007).

En base a la duración breve y la intensidad de esta deformación, Cornejo y Matthews (2000) la han signado a una reorganización de placas o a la subducción de una dorsal asísmica. El volcanismo post-deformación es transicional, con firma entre calcoalcalina e intraplaca. Esta característica podría explicarse si el manto continental hubiese sido contaminado por el manto oceánico debajo de la losa.



**Figura 3.** Direcciones de convergencia de las placas Farallón y Phoenix con respecto a América del Sur para los intervalos de tiempo especificados (Somoza, 2005; Somoza y Ghidella, 2005). La franja gris muestra la zona donde los parámetros indican que Farallón no entraba en subducción. 1: región del norte de Chile, 2: región sin magmatismo de arco paleoceno, 3: deformación y basaltos eocenos atribuidos a ventana astenosférica. Línea punteada sugiere una posición posible para el límite de placa Farallón-Phoenix.

La subducción de dorsales oceánicas es un evento inevitable en límites de placa donde litósfera oceánica es subducida. Las reconstrucciones paleogeográficas del sudeste del Pacífico indican que el límite constructivo entre las placas de Farallon y Phoenix debe haber sido subducido en algún lugar del margen andino durante el intervalo Cretácico Tardío – Eoceno temprano (Figura 3), aunque la reconstrucción



precisa de la posición del límite de placa no es posible porque no hay litósfera oceánica preservada de esas placas. Sin embargo, la presencia de litósfera de esa edad en la placa Pacífica permite ensayar reconstrucciones entre Farallon y América del Sur. Estas reconstrucciones sugieren que la placa Farallon no entraba en subducción en gran parte del margen chileno en el Maastrichtiano. De esta manera, Somoza (2005, véase también Somoza y Ghidella, 2005) confirmaron, con nuevos datos de fondo oceánico, una propuesta de Cande y Leslie (1986) sobre la existencia de una unión triple que habría migrado hacia el sur desde el norte de Chile (sur de Perú?) hasta los Andes Patagónicos entre el Maastrichtiano y el Eoceno temprano (Figura 3). Eventos geológicos atribuibles a esta migración serían los previamente descritos en el norte de Chile, la aparente ausencia de magmatismo de arco en Chile central durante el Paleoceno, y la deformación y basaltos de plateau atribuidos a ventanas astenosféricas en el Eoceno temprano de los Andes Patagónicos (Ramos, 2005, Ramos y Kay, 1992).

## Sumario

Nuevos datos paleomagnéticos en la zona de Calama identificaron un evento de deformación ocurrido alrededor del límite Cretácico – Terciario. Aunque esta deformación puede ser otro producto de la subducción simple de litósfera oceánica bajo litósfera continental que caracteriza el orógeno andino, reconstrucciones de placas admiten la posibilidad de un origen asociado a colisión de un límite intra-oceánico de placas. Varias características de la deformación paleocena-eocena temprana en el margen podrían ser compatibilizadas con este origen, entre ellas el carácter temporalmente transgresivo de la deformación paleocena.

## Referencias

Campbell, I.H., Ballard, J.R., Palin, J.M., Allen, C. y Faunes, A, 2006. U-Pb Zircon Geochronology of Granitic Rocks from the Chuquicamata-El Abra Porphyry Copper Belt of Northern Chile: Excimer Laser Ablation ICP-MS Analysis. *Economic Geology*, 101, 1327-1344

Cande, S., y Leslie R., 1986. Late Cenozoic tectonics of the southern Chile trench. *Journal of Geophysical Research* 91, 471-496.

Cornejo, P., y Matthews, S., 2000. Relación entre magmatismo-tectónica y su implicancia en la formación de sistemas de pórfiros cupríferos: Yacimiento El Salvador, III Región, Chile. *Noveno Congreso Geológico Chileno*, Vol. 1, 184-188.

Cornejo, P., Tosdal, R.M., Mpodozis, C. Tomplinson, A.J. y Rivera, O., 1997. El Salvador; Chile porphyry copper deposit revisited: geologic and geochronologic framework. *International Geology Review*, 39, 22-54

Somoza, R.; 2005. Cenozoic convergence in western South America: the subduction of the Nazca, Farallon and Phoenix plates. 6th International Symposium of Andean Geodynamics, Extended Abstracts, 681-684, IRD editions, Paris, Francia.

Somoza, R. and Ghidella, M.E.; 2005. Convergencia en el margen occidental de América del Sur durante el Cenozoico: subducción de las placas de Nazca, Farallon y Phoenix. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60, 797-809.

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



Ramos, V.A., 2005. Seismic ridge subduction and topography: Foreland deformation in the Patagonian Andes. *Tectonophysics*, 399, 73-86

Ramos, V., and Mahlburg Kay, S., 1992. Southern Patagonia plateau basalts and deformation: backarc tectimony of ridge collisions. *Tectonophysics*, 205, 261-282

Taylor, G.K., Grocott, J., Dashwood, B., Gipson, M. and Arévalo, C., 2007. Implications for crustal rotation and tectonic evolution in the central Andes fore arc: New paleomagnetic results from the Copiapó region of northern Chile, 26°-28°S. *Journal of Geophysical Research* 112, B01102, doi:10.1029/2005JB003950

Tomlinson, A.J., Blanco, N., Maksaev, V., Dilles, J., Grunder, A.L., y Ladino, M., 2001. Geología de la Precordillera Andina de Quebrada Blanca – Chuquicamata, Regiones I y II (20° 30´ - 22° 30´ S). Servicio Nacional de Geología y Minería, Informe Registrado IR-01-20, 444 pp.