

XVI Reunión de Tectónica

RESÚMENES

General Roca, Río Negro,

Patagonia argentina

19 al 23 de Octubre de 2015



RÍO NEGRO
UNIVERSIDAD NACIONAL



XVI Reunión de Tectónica

Acta de resúmenes

XVI Reunión de Tectónica

Acta de resúmenes

Comisión de Tectónica
Asociación Geológica Argentina

Actas de la XVI Reunión de Tectónica
19 al 23 de Octubre de 2015
General Roca, Río Negro, Argentina

Editores
Víctor García
Florencia Bechis
Raúl Giacosa
Laura Giambiagi
Darío Orts



Universidad Nacional de Río Negro

XVI Reunión de Tectónica ; compilado por Víctor Hugo García. - 1a ed . - Viedma :
Universidad Nacional de Río Negro, 2015.

230 p. ; 29 x 21 cm. - (Congresos y Jornadas)

ISBN 978-987-3667-17-6

1. Geología. 2. Geociencias. 3. Geofísica. I. García, Víctor Hugo, comp.
CDD 551

Editado por

Víctor García, Raúl Giacosa, Darío Orts

Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología

CONICET-UNRN

General Roca, Río Negro

Florencia Bechis

Instituto de Investigaciones en Diversidad Cultural y Procesos de Cambio

CONICET-UNRN

Laura Giambiagi

Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales

CCT Mendoza – CONICET

© Universidad Nacional de Río Negro, 2015

© Fundación YPF, 2015

© CONICET, 2015

Diagramación y diseño: Departamento de Publicaciones - Editorial Universidad
Nacional de Río Negro

Foto de tapa: Matt - Geology, 2009.

<https://www.flickr.com/photos/imageme/3248450146>

Fotografías en internas: Victor Hugo Garcia, 2015.

Queda hecho el depósito que establece la ley 11.723

Este evento fue auspiciado por:



Índice

Agradecimientos	6
Prefacio	7
Conferencias	9
Tectónica Preandina	21
Tectónica Preandina General	67
Tectónica Preandina Patagonia	113
Geofísica y Modelado	153
Neotectónica	183

Agradecimientos

Agradecemos especialmente la ayuda y colaboración de:

Comité Organizador:

V. García (UNRN)
F. Bechis (CONICET-UNRN)
G. Da Poian (UNRN)
R. Giacosa (SEGEMAR-UNRN)
L. Giambiagi (CONICET)
D. Orts (CONICET-UNRN)
D. Yagupsky (CONICET-UBA)
A. Galetto (CONICET-UNRN)

Comité Científico:

F. Bechis (CONICET-UNRN)
B. Castro de Machuca (CONICET-UNSJ)
C. Costa (UNSL)
L. Dimieri (CONICET-UNS)
C. Frisicale (UNS)
V. García (UNRN)
E. García Morabito (CONICET-UBA)
M. Ghiglione (CONICET-UBA)
R. Giacosa (SEGEMAR-UNRN)
L. Giambiagi (CONICET)
C. Guzmán (CONICET-UBA)
F. Hongn (UNSa-CONICET)
S. Japas (CONICET-UBA)

J. Likerman (CONICET-UBA)
R. Martino (CONICET-UNC)
C. Montero (CONICET-UNSa)
S. Moreiras (CONICET-UNRN)
M. Naipauer (CONICET-UBA)
D. Orts (CONICET-UNRN)
D. Pérez (UBA)
V. Ramos (CONICET-UBA)
R. Seggiaro (SEGEMAR-UNSa)
A. Tassara (Universidad de Concepción)
C. Terrizzano (CONICET-UBA)
R. Tomezzoli (CONICET-UBA)
M. Turienzo (CONICET-UNS)
G. Vujovich (CONICET-UBA)
D. Yagupsky (CONICET-UBA)
D. Winocur (UBA)
G. Da Poian (UNRN)
N. Hernández (UBA)

Comité Organizador Taller de Campo:

F. Bechis (CONICET-UNRN)
V. García (UNRN)
E. García Morabito (CONICET)
R. Giacosa (SEGEMAR-UNRN)
L. Giambiagi (CONICET)
N. Hernández (UBA)

Prefacio

El Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología (CONICET-UNRN) ha tenido el honor y el placer de organizar la XVI Reunión de Tectónica, celebrada en la Asociación Española de General Roca entre el lunes 19 y el miércoles 21 de Octubre de 2015.

La Reunión de Tectónica posee una tradición de más de 30 años dentro de los simposios de Ciencias de la Tierra en la Argentina, y es la continuación -en un formato más amplio- de las Reuniones de Microtectónica y Geología Estructural cuyo inicio se remonta a 1984.

Una de las características de estos encuentros consiste en fomentar la participación de jóvenes investigadores interesados en la temática. En esta oportunidad, y gracias al apoyo de varias instituciones, ha sido posible becar a más de 30 estudiantes de posgrado para que puedan presentar los resultados de sus investigaciones en la XVI Reunión de Tectónica.

Cerca de 100 resúmenes han sido enviados para su publicación en estas actas y para ser presentados en forma oral o mediante pósteres durante la reunión. En esta oportunidad se agruparon los trabajos en cinco sesiones para optimizar el programa y homogeneizar

los ejes temáticos (Tectónica Preandina, Tectónica Andina Patagonia, Tectónica Andina General, Neotectónica, y Geofísica y Modelado). En total se esperan más de 150 participantes entre profesionales, becarios y estudiantes de grado.

Gracias al financiamiento otorgado por el CONICET y la ANPCyT ha sido posible invitar a cinco conferencistas de primer nivel provenientes de Argentina, Chile y Brasil que expondrán temas de alto interés en la frontera de las investigaciones en Tectónica.

Finalmente, queremos desear a todos los participantes una fructífera conferencia y una agradable estadía en General Roca. De parte de los organizadores haremos todo lo que este a nuestro alcance para que así sea. En nombre del Comité Organizador de la XVI Reunión de Tectónica, los saludo.

Víctor Hugo García

RESÚMENES

Conferencias



ANDINO 3D: SOFTWARE DE MODELADO ESTRUCTURAL

Ernesto Cristallini¹, Roberto Hernández², Daniel Balciunas², Mariano Dellmans², Juan Ignacio Hernández², Marco Costilla², Renata Tomezzoli³, Alejandra Dalenz Farjat², Luís Alvarez² y Andrés Alvarez²

¹ Instituto de Estudios Andinos (IDEAN), CONICET-UBA. E-mail: ecristallini@gmail.com

² Geomap S.A.

³ Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales (IGEBA), CONICET-UBA

El modelado geológico-estructural en 3 dimensiones es una herramienta imprescindible y común en las etapas de exploración y desarrollo de hidrocarburos. Se utiliza para la predicción geométrica de trampas y de zonas de fracturamiento anómalo que pudieran generar porosidades y permeabilidades convenientes para alojar y poder extraer los hidrocarburos. En la actualidad las herramientas que aplican estas técnicas fueron desarrolladas por unas pocas empresas extranjeras, quienes las comercializan en todo el mundo. Hace unos años, la empresa GEOMAP comenzó el desarrollo del software Andino 3D con el apoyo del Ministerio de Ciencia, Tecnología e Innovación Productiva (a través de un programa FONSOFT). Actualmente seguirá su desarrollo a través de un Proyecto de Desarrollo Tecnológico y Social (PDTS) entre GEOMAP, IDEAN-CONICET y la Universidad de Buenos Aires. Andino 3D fue pensado como un sistema de información geográfica (SIG) especializado en la visualización, análisis y modelado datos geológicos y

está apuntado a la industria hidrocarburífera. Es un programa muy versátil que permite el manejo de datos topográfico, imágenes rasterizadas (imágenes satelitales o mapas escaneados), información sísmica 2D y 3D, información de pozos, mapas vectoriales, información de superficie, etc. Es una plataforma perfectamente integrada 2D-3D, en donde las ventanas de visualización 3D y 2D que interactúan en tiempo real. Este sistema de información geográfico fue enriquecido con herramientas de dibujo asistido y de modelado estructural cinemático (fault-parallel-flow, incline-shear, flexural-slip, back-limb trishear y trishear). Cuenta además, con herramientas particulares para el desarrollo de la exploración en fajas plegadas (construcción de secciones balanceadas y la restitución de las mismas), de mucha importancia económica en Sudamérica en general y en Argentina en particular. En un futuro cercano contará con herramientas predictivas de intensidad de fracturamiento (ya cuenta con algunas) que permitirán evaluar la potencialidad de un reservorio fracturado y/o el comportamiento ante el fracturamiento hidráulico artificial en un yacimiento no convencional. De esta manera Andino 3D se convertirá en una herramienta superadora de las existentes y dará al geocientista un instrumento de calidad científica que aporte a la efectividad en la exploración de hidrocarburos. Lo más importante del proyecto de Andino 3D es que funcionará como plataforma marco para ensayar distintos algoritmos predictivos que se encuentran en desarrollo y se enriquecerá con la investigación de los diferentes grupos participantes.

VARIACIONES EN EL CAMPO DE ESFUERZOS DURANTE LA CONSTRUCCIÓN DEL ORÓGENO ANDINO: CASOS DE ESTUDIO EN LOS ANDES CENTRALES DURANTE LOS ÚLTIMOS 20 MA

Laura Giambaigi¹, Pamela Álvarez², y Estanislao Godoy²

¹ IANIGLA, CCT-Mendoza- CONICET. E-mail: lgiambaigi@mendoza-conicet.gob.ar

² TEHEMA S.A., Chile

Diferencias laterales en la distribución de la densidad dentro de la litósfera por engrosamiento de la misma están asociadas a cambios en la energía potencial gravitatoria (EPG). Este concepto teórico sugiere que las variaciones laterales de densidad generarían columnas litosféricas con baja y alta energía gravitatoria las cuales estarían sometidas a compresión o tensión, respectivamente (Artyushkov 1973, Fleitout y Froidevaux 1982). El campo de esfuerzos de un orógeno puede estar influido fuertemente por estas fuerzas gravitatorias, siendo éstas una fuente principal de esfuerzos de intraplaca que se superpone a los esfuerzos causados por las condiciones de borde del orógeno, relacionados al movimiento relativo entre placas.

A pesar de que diversos análisis numéricos y teóricos han considerado el efecto de los esfuerzos gravitatorios sobre los procesos geodinámicos, en los Andes Centrales son pocos los estudios "in situ" del estado de esfuerzos actual. Los estudios previos sobre el campo de esfuerzos andino se concentran en la región de la Cordillera Blanca (norte de Perú), en el limbo norte del orocliño Boliviano (sur de Perú), y en el sector sur de la Puna, quedando el sector sur del Altiplano y el norte de la Puna prácticamente sin datos. En este trabajo presentamos los resultados del estudio del campo de esfuerzos que se observa a lo largo del arco magmático mio-cuaternario desde los 22° hasta los 36°S. El estudio fue realizado a partir del método de inversión de datos cinemáticos de fallas que afectan a rocas de edad miocena a holocenas, de manera tal de registrar los cambios en el campo de esfuerzos durante la construcción andina en los últimos 20 Ma. Para ello fueron utilizados los datos obtenidos de 5 estudios estructurales realizados en proyectos geotermales para la empresa Energía Andina, ubicados en: (1) el borde occidental del plateau Altiplano-Puna, en la unidad orográfica conocida como Cordillera Occidental, a los 22°S (proyecto Paniri), 24°S (proyecto Tuyajto) y 26°S (proyecto Juncalito); (2) la Cordillera Frontal ubicada sobre el segmento de subducción subhorizontal, a los 30°S (proyecto Baños del Toro), y (3) la Cordillera Principal en el segmento de subducción normal a los 35°S (proyecto Tinguiririca). En las 5 áreas se obtuvieron 1518 datos de movimiento de falla, de los cuales fueron seleccionados

1367 por compatibilidad cinemática. Con estos datos se obtuvieron 88 tensores reducidos de esfuerzos cuyas edades se encuentran acotadas entre el Mioceno medio y el Holoceno. Aportamos asimismo más datos sobre la evolución tempo-espacial del campo de esfuerzos durante la construcción andina y proponemos dos tipos distintos de evolución de dicho campo, controlados principalmente por los valores relativos de los esfuerzos principales (σ_1 , σ_2 , σ_3).

Los resultados indican una complejidad mayor de sur a norte en el patrón y en la evolución de los campos de esfuerzos. En el sector sur, en el proyecto Tinguiririca (35°S), se obtuvieron tensores compresivos para el período 18 a ~5 Ma, transpresivos entre ~5 y 1 Ma, y transcurrentes para el período 1-0 Ma. Hacia el norte, en el proyecto Baños del Toro (30°S) que abarca la zona de la mina El Indio, los tensores compresivos corresponden al lapso 18-13 Ma, transpresivos al lapso 13-8 Ma y transcurrentes en los últimos 8 Ma. En este último lapso se registran tensores extensionales y transtensionales que en nuestro modelo asociamos a zonas de *tips* de fallas, transferencia entre dos fallas transcurrentes e interferencias de fallas dextrales y sinestrales.

En la zona de la Cordillera Occidental, en los tres proyectos (Juncalito, 26°S; Tuyajto 24°S y Paniri 22°S), la complejidad en la evolución del campo de esfuerzos es mayor. Se registra en estos tres sectores un cambio de una compresión E-W que dominó hasta el Mioceno medio a una compresión N-S, previo a un evento transcurrente de compresión N-S y extensión E-W del Plioceno. Con posterioridad se registra un evento transcurrente con extensión N-S y compresión E-W, que gradúa a transtensión y finaliza con extensión para el último millón de años, aproximadamente. El patrón de esfuerzos cuaternarios medido para el sector occidental del Altiplano difiere significativamente de los modelos teóricos donde sólo se considera la EPG como fuente de esfuerzos. Sin embargo, si se consideran las dos fuentes principales de esfuerzos, las condiciones de borde y la EPG, el patrón de esfuerzos es consistente con los modelos de Flesch y Kreemer (2010).

Las áreas estudiadas se ubican estratégicamente en la zona de arco magmático del Mioceno al presente y corresponden a zonas con importante liberación de fluidos, que bajo ciertas circunstancias puede dar lugar a zonas bajo sobrepresión. Esta sobrepresión está controlada por el valor del esfuerzo vertical (σ_v) a partir del factor poro-fluido dado por $\lambda_v = P_f/\sigma_v$ (para presiones hidrostáticas $\lambda_v = 0,4$ y para presiones litostáticas $\lambda_v = 1$). El límite superior para P_f está dado por la generación de fracturas hidráulicas cuando $P_f = \sigma_3 + T$ (siendo T la resistencia a la tensión de las rocas) para ambientes cercanos a la superficie donde $\sigma_1 - \sigma_3 < 4T$ o por la presencia o ausencia de fallas y fracturas previas óptimamente orientadas con respecto al campo de esfuerzos.

La máxima capacidad de presión de fluidos que el sistema roca-fractura-fluido puede sostener está dada por el régimen tectónico (extensional $\sigma_v = \sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$, transcurrente $\sigma_1 > \sigma_v = \sigma_2 > \sigma_3$, compresivo $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_v = \sigma_3$) y por el esfuerzo diferencial $\sigma_1 - \sigma_3$ (Sibson 2000). El régimen extensional es el que menos sobrepresión puede soportar, mientras que el compresional es el que puede sostener mayor P_f . De esta manera, los cambios en el régimen de esfuerzos por permutación de esfuerzos principales (σ_2/σ_3 , σ_2/σ_1) como los esperables durante la construcción topográfica de un orógeno tendrán particular interés en la expulsión o retención de fluidos en el sistema bajo estudio. Durante una transición compresión/transcurrencia (permutación σ_2/σ_3) o transcurrencia/ extensión (permutación σ_2/σ_1) el sistema tenderá a expulsar fluidos, los cuales pueden ser retenidos en mallas de fracturas de cizalla y de tensión, o migrar a través de estructuras activas. Asimismo, el campo de esfuerzos y la orientación de los esfuerzos horizontales máximos y mínimos gobernarán la generación o reactivación de estructuras de potencial interés económico. De acuerdo con nuestros datos y análisis, la evolución del campo de esfuerzos estará gobernada principalmente por el valor relativo de σ_2 respecto de σ_1 y σ_3 . Dicho valor controlará el tipo de permutación σ_2/σ_3 o σ_2/σ_1 y por ende el régimen tectónico transitorio durante la evolución de un régimen compresional a uno extensional.

Agradecimientos

Se agradece especialmente a la Empresa Energía Andina por permitir la publicación de los datos presentados en este trabajo.

Referencias

- Artyushkov, E.V. 1973. Stresses in the lithosphere caused by crustal thickness inhomogeneities. *Journal of Geophysical Research* 78: 7675-7708.
- Fleitout, L. y Froidevaux, C. 1982. Tectonics and topography for a lithosphere containing density heterogeneities. *Tectonics* 1: 21-56.
- Flesch, L.M. y Kreemer, C. 2010. Gravitational potential energy and regional stress and strain rate fields for continental plateaux: Examples from the central Andes and Colorado Plateau. *Tectonophysics* 482: 182-192.
- Sibson, R.H. 2000. Tectonic control on maximum sustainable overpressure: fluid redistribution from stress transitions. *Journal of Geochemical Exploration* 69: 471-475.

DELAMINACIÓN CORTICAL: EVIDENCIAS GEOLÓGICAS PARA SU IDENTIFICACIÓN

Víctor A. Ramos¹

¹ Laboratorio de Tectónica Andina. Instituto de Estudios Andinos Don Pablo Groeber. E-mail: andes@gl.fcen.uba.ar

Desde hace muchos años se sabía que los orógenos antiguos perdían sus raíces corticales, basados en la evidencia indirecta que suministraban los estudios gravimétricos. Los análisis de sismica de reflexión profunda realizados en diversos sistemas orogénicos de Norte América, Europa y los Himalayas en la década del los 80 mostraron que esos orógenos habían perdido una parte significativa de su corteza inferior. Los datos basados en tomografías sísmicas de la última década han permitido ilustrar en tres dimensiones los procesos que llevan a la pérdida de la corteza inferior de esos orógenos. Entre los primeros estudios se destacan los aportes geofísicos de Rolf Meissner que en su clásico texto sobre "The Continental Crust: A Geophysical Approach" estableció las bases de ese proceso, al reconocer que se requería la presencia de residuos eclogíticos para crear la inestabilidad gravitacional que permitiese la delaminación. Tradicionalmente se aceptaba que la delaminación ocurría en dos grandes ambientes tectónicos, los orógenos de colisión tales como los Alpes o los Himalayas, y los sistemas de rift continentales, como resultado del subplacado máfico de la corteza durante la extensión. En los últimos años, fundamentalmente a través del estudio del magmatismo de arco, basado en los trabajos de Robert Kay y Suzanne Kay en los Andes se han

extendido esos procesos a los sistemas de subducción. Sobre esta base se acepta hoy día que la delaminación ocurre cuando el subplacado basáltico toma contacto con la inestabilidad gravitacional de las granulitas y eclogitas de la base de la corteza. El ambiente tectónico que favorece este proceso está asociado al empujamiento de la losa subducida con posterioridad a un período de subducción horizontal.

Las evidencias geológicas que permiten reconstruir estos procesos desde la superficie están basadas en la identificación de una expansión previa del arco magmático hacia el antepaís, asociada en diferente grado con un régimen extensional y un magmatismo riolítico generalizado posterior. En ambientes de corteza atenuada, el volumen de magma riolítico puede ser mínimo y es reemplazado por basaltos del tipo OIB (oceanic island basalts). Cuando se analizan diferentes ejemplos andinos se observa que la delaminación ha ocurrido en forma similar en diferentes segmentos cordilleranos durante el Paleógeno y el Neógeno, desde el Perú hasta el centro sur de Argentina. En tiempos más remotos la delaminación está asociada a sistemas colisionales, como se observa en el orógeno pampeano de las Sierras de Córdoba durante el Cámbrico inferior, con un magmatismo bimodal, asociado a riolitas y a cuerpos máficos del tipo OIB vinculados con evidencias de slab-breakoff. En otras áreas como el sur del Perú la delaminación proterozoica está relacionada a un metamorfismo de UHT (ultra-high temperature), que evidencia un slab-breakoff previo en el Mesoproterozoico. Las evidencias geológicas halladas muestran que la delaminación cortical es un fenómeno frecuente en la historia geológica de un orógeno.

SÍNTESE ESTRUTURAL CENOZÓICA DO SUL DO BRASIL

Eduardo Salamuni¹

¹ Universidade Federal do Paraná

O objetivo do presente trabalho é mostrar uma síntese das estruturas deformacionais rúpteis pós-cretácicas da Região Sul do Brasil, que engloba os estados do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. Essa região é constituída por unidades litoestratigráficas de variadas idades: **(a)** o embasamento proterozoico, ou Província Mantiqueira Sul, formado pelo Cinturão Ribeira, Bloco Luis Alves e o cráton Rio da La Plata, associados a granitos tardi ou pós-orogênicos e bacias vulcano-sedimentares como as de Castro e Campo Alegre; **(b)** unidades sedimentares paleozoicos que preenchem a estrutura flexural da Bacia do Paraná, que ocupam 1.500.000 km²; **(c)** o Grupo Serra Geral (ou Província Magmática do Paraná), formado por extenso derrame vulcânico eocretácico (com cerca de 130 Ma), de natureza basáltica a andesi-basáltica, com área de cerca de 1.200.000 km² e posicionado sobre os sedimentos da Bacia do Paraná; **(d)** sedimentos da Bacia Bauru, neocretácica, com cerca de 370 mil Km²; **(e)** enxame de diques NW-SE no Paraná e NNE-SSW em Santa Catarina, além dos maciços cretácicos alcalinos; **(f)** pequenas bacias sedimentares paleógenas-neógenas representadas pelas bacias de Curitiba e Tijucas no Paraná, além da Formação Tupanciretã no Rio Grande do Sul; e **(g)** sedimentos costeiros, depósitos de barreiras, lagunares, eólicos e de mangues e aluviões nos principais rios.

O arcabouço estrutural pré-cambriano é representado por tectônica de cavalgamento e dobras em faixas orogênicas entre terrenos cratônicos e posterior intrusão granítica generalizada. Esse conjunto é recortado, posteriormente por zonas de falhas transcorrentes-transpressionais (NE-SW). Evidências de reativação têm sido descritas em muitas dessas zonas de falhas (Riccomini et al. 1989; Hasui 1990; Oliveira et al. 1994; Borges et al. 1998; Saadi et al. 2002; Salamuni et al. 2004; Macedo et al. 1991; Ribeiro et al. 2005; Soares et al. 2011). Durante o Eopaleozoico houve o rifteamento que deu origem à Bacia do Paraná e, ao longo de sua evolução, gerou novas zonas de falhas que a segmentaram. Durante o Eocretáceo, antes da fragmentação do Gondwana, formam-se os derrames vulcânicos que recobriram a bacia, que foram seguidos pela intrusão de extenso enxame de diques de diabásio (NW-SE). Entre o Cretáceo e o Paleoceno, houve uma fase de quiescência, e o consequente desenvolvimento da Superfície Sul-Americana, principal superfície penneplanar correlativa do Sul do Brasil. Eventos de deformação modificaram as regiões aplainadas ou seus remanescentes geomórficos por meio de fraturas que favorecem a posterior sua es-

culturação por erosão e demarcam morfoestruturas mais ou menos pervasivas. Os indícios da tectônica Cenozoica estão embasados na deformação de unidades sedimentares oligo-miocênicas, plio-pleistocênicas e de depósitos colúvio-aluvionares, lagunares e litorâneos. As deformações ali encontradas são caracterizadas por falhas normais ou transcorrentes sutis, mas que geram planos de falhas estriados com indicadores cinemáticos. Há de forma esparsa ou pontual, deformações em crostas lateríticas, que em geral não guardam elementos cinemáticos apropriados. Uma indicação de que há movimentação tectônica atual, apesar de sua baixa magnitude, é a ocorrência de sismos na Região Sul, concentrados principalmente no leste e em porções específicas da Bacia do Paraná. Sua caracterização como zonas sismogênicas foi anteriormente mencionada por Mito (1990) e pelo Observatório Nacional da UNB (1979). Há dificuldades, no entanto, em associar os epicentros a falhas próximas.

Como método de trabalho para a cartografia de falhas cenozoicas, foram utilizados mapas geológicos, estrutural, geofísico, topográfico, hipsométrico e de drenagem e modelos digitais (de elevação, SRTM e índice de rugosidade de relevo). Esses dados embasaram a fotointerpretação de falhas com atividade cenozoica, determinadas pela existência de ao menos três critérios dos elencados a seguir: características litotípicas e estruturais (a) mudança brusca de litotipos e/ou de estruturas geológicas; (b) presença de estruturas ligadas à deformação rúptil ou dúctil, (c) dados geocronológicos; geomorfologia da drenagem (d) segmentos de drenagem alinhados; (e) anomalias de drenagem (drenagem colinear, captura fluvial, desvio de rio, assimetria de bacia, decapitação, retilinearidade, inflexão, curvas anômalas, aparecimento abrupto de meandros, *knickpoints*, estreitamento anômalo de vales ou canais); (f) mudança de padrão de drenagem; (g) assimetria de bacias hidrográficas; (h) presença de *knickpoints* alinhados; critérios geomorfológicos relacionados ao relevo (i) deslocamento de cristas; (j) escarpas de falhas; (k) mudança na rugosidade do terreno; critérios geofísicos (l) presença de anomalias ou padrões geofísicos típicos de regiões de falhas. As estruturas que mostram algum tipo de atividade a partir do Neógeno podem ser neoformadas ou, então, produzidas pela reativação dos planos de falhas ou juntas preexistentes, mas são de difícil caracterização dada a pequena expressão em área das unidades neogênicas-quadernárias. Discriminá-las a partir de unidades litoestratigráficas mais antigas não é simples, requerendo-se a utilização da Superfície Sul-Americana como referencial.

Com base em Cox (1994), considera-se que em bacias sedimentares pouco deformadas, os padrões de drenagens estruturados e as assimetrias de bacias de drenagem determinam anomalias dos canais fluviais em regiões basculadas. Além disso, antigas juntas poderiam ser ativadas como falhas (Costa et

al. 2005). Assim, foi possível verificar a existência de pouco mais de uma centena falhas paleógenas e neógenas que deformam a paisagem, além de centenas de lineamentos ainda não qualificados. As direções das falhas são principalmente E-W (Morales *et al.* 2012) e N-S (Salamuni *et al.* 2004) e das reativadas são NW-SE e NE-SW (Hasui 1990; Salamuni e Fiori, 2014), que se mostraram compatíveis com sistemas de fraturas relativos a diferenciados campos paleotensões máximas (σ_1) e mínimas (σ_3) a depender da fase de deformação. Em relação às áreas onde não há indicativos de sismicidade, observam-se diferenças na direção das estruturas neotectônicas, como a interessante concentração de falhas NW-SE no oeste e sudoeste do Paraná, as falhas E-W no oeste de Santa Catarina e as falhas no sul do Rio Grande do Sul (Fugimoto 2010). A deformação pós-cretácica, a princípio, pode ser caracterizada em seis fases de deformação. Inicialmente provocou a ruptura ou segmentação da Superfície Sul-Americana, adernou blocos em função da existência de falhas normais e transcorrentes, reativadas por campo de paleotensão variável desde a direção ENE-WSW até NE-SW (Fase 1) e consequente tração (ou extensão) na direção NNW-SSE a NE-SW. A Fase 2 é extensional na direção E-W a WNW-ESE, entre o Paleoceno e o Mioceno e possibilitou a formação das bacias cenozoicas, o Rifte Continental da Serra do Mare a reativação de falhas oblíquas na Bacia de Santos. Na Fase 3 o campo de paleotensão estava posicionado entre NNE-SSW a NE-SW e de extensão a WNW-ESSE, o que provocou reativação sinistral em estruturas ENE-WSW e E-W, além de movimentação dextral em planos NW-SE. A Fase 4, responsável por reativar as falhas NE-SW em sentido sinistral e falhas NW-SE no sentido dextral, é caracterizada por campo de tensão posicionado a N-S entre o Plio-Pleistoceno. A Fase 5 é individualizada quando o campo de tensão esteve posicionado entre as direções NW-SE a NNW-SSE, enquanto e a extensão na direção NE-SW a ENE-WSW, gerando cinemática sinistral em falhas transcorrentes NE-SW e ENE-WSW e dextral em falhas E-W. Por fim, a Fase 6, ou seja, aquela considerada como atual, presente no mínimo a partir do início do Holoceno, é consequência de campo de tensão na direção E-W e extensão N-S, variando localmente desde a direção ENE-WSW até WNW-ESSE (Assumpção 1992; Lima 1998; Salamuni *et al.* 2004).

Referências

Assumpção, M. 1992. The regional stress field in South America. *Journal of Geophysical Research*, v.97, n.88, p.1189-11903.

Borges, M.S., Costa, J.B.S., Hasui, Y., Neto, A.G.P., Morales, N. 1998. Compartimentação neotectônica do sudeste do Brasil. *Anais do Cong. Brasil. Geologia*, Belo Horizonte – M.G. V. 40, p. 74.

Fugimoto, N.S.V.M., Gonçalves, S.F., Zancanaro, C. 2010. Caracterização das formas de relevo em degraus de abatimento nos municípios de Manoel Viana e São Francisco de Assis, Região Sudoeste de Estado do Rio Grande do Sul. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 11, n. 2, p. 69-74.

Hasui, Y. 1990. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: Workshop sobre neotectônica e sedimentação cenozoica continental no sudeste brasileiro, 1, 1990. Boletim: SBG.

Macedo, J.M., Bacoccoli, G., Gamboa, L.A.P. 1991. O tectonismo meso-cenozoico da região Sudeste. Atas 2º Simpósio de Geologia do Sudeste, São Paulo, SBG – SP/RJ, p. 429-437.

Mioto, J.A. 1990. Tentativa de zoneamento sísmico do sudeste brasileiro. In: Workshop de neotectônica e sedimentação costeira no sudeste do Brasil, 1, Belo Horizonte. Anais. Belo Horizonte, SBG. p.33-45

Morales, N., Hasui, Y., Souza, I.A.S., Junior, A.V.S., Machado, F.B., Salamuni, E. 2012. Padrão de fraturamento nas serras gaúchas: indícios de deformação pós-mesozoica a Recente em corredores de fraturas. In: Cong. Brasil. de Geologia, 46, Santos–SP. Anais. São Paulo: SBG, CD-ROM.

Oliveira, M.J., Zalán, P.V., Alckmin, F.F. De 1994. Evidências de reativação da zona de falha Cubatão-Lancinha na Bacia do Paraná. Congresso Brasileiro de Geologia, 38º, Anais, v1:264-265

Ribeiro, L.F.B., Hackspacher, P.C., Ribeiro, M.C.S.; Hadler Neto, J.C., Tello, S.C.A., Iunes, P.J., Franco, A.O.B., Godoy, D.F. 2005. Thermotectonic and fault dynamic analysis of Precambrian basement and tectonic constraints with the Parana basin. *Radiation Measurements*, v. 39, p. 669-673.

Saadi, A., Machette, M.N., Haller, K.M., Dart, R.L., Bradley, L., Souza, A.M.P.D. 2002. Map and Database of Quaternary Faults and Lineaments in Brazil. International Lithosphere Program Task Group II-2, Major Active Faults of the World. Denver, Colorado.

Salamuni, E., Ebert, H.D.; Hasui, Y. 2004. Morfotectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba. *Revista Brasileira de Geociências*. V. 34, p. 469-478.

Salamuni, E., Fiori, A.P. 2014. Eventos deformacionais do Neoproterozoico ao Neógeno e a tectônica ressurgente no território paranaense. In: Cong. Brasil. Geologia, 46, Santos–SP. Anais. SP:SBG

Soares, P.C., Riffel, S.B., Fiori, A.P. 2011. Geomorphological and geophysical evidences for neotectonics, central and southern Brazil. VII Internat. Symp. on Tectonics. Campinas – SP. P. 401-404.

ESTUDIANDO LA RELACIÓN ENTRE TECTÓNICA ACTIVA Y VOLCANISMO CONTEMPORÁNEO EN LOS ANDES DEL SUR

Andrés Tassara¹, Francisco García¹, Paulina Kohler¹, Felipe Rodríguez¹, Pedro Guzmán¹, Vicente Yáñez¹, Marcelo Contreras¹, Klaus Bataille¹, Carlos Cardona², Daniel Basualto², Luis Franco², Luis Lara², Juan Carlos Baez³, Anja Wendt⁴, Marcos Moreno⁵ y Scott Giorgis⁶.

¹ Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción, Chile. E-mail: andrestassara@udec.cl.

² Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur, Red Nacional de Vigilancia Volcánica, SERNAGEOMIN, Chile.

³ Centro Sismológico Nacional, Universidad de Chile.

⁴ Bayerische Akademie der Wissenschaften, München, Alemania.

⁵ Geo Forschungs Zentrum-Potsdam, Alemania.

⁶ Department of Geological Sciences, The State University of New York at Geneseo, USA.

Los Andes del Sur es el segmento de primer orden del margen continental Andino que se ubica entre los 33.5°S y los 46.5°S (Figura 1). Este segmento es quizás el mejor laboratorio natural del planeta para estudiar las relaciones entre tectónica activa, fallamiento cortical y volcanismo de arco (Cembrano y Lara 2009). En esta contribución presentamos resultados preliminares de un proyecto de investigación en curso (Active Tectonics and Volcanism at the Southern Andes, ACT&VO-SA) que pretende estudiar el cómo estas relaciones se verifican en el corto plazo, a la escala de años, analizando la deformación cortical por medio de una red de estaciones de GNSS, la sismicidad cortical registrada en varios centros volcánicos y la relación de estos resultados con la estructura geológica local y regional. La elevada actividad sísmica y volcánica registrada en los Andes del Sur en la última década genera una oportunidad única para estudiar la relación entre procesos tectono-volcánicos de corto y largo plazo. En efecto, tras la crisis sísmica del Fiordo de Aysen (enero 2007) en el extremo sur de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO) se registró un aumento de la actividad volcano-tectónica en todo los Andes del Sur, cuyos eventos más destacados son la erupción del Volcán Chaitén (mayo 2008), erupciones del Volcán Llaima (diciembre 2008, enero-junio 2009), el mega-terremoto Mw 8.8 del Maule (febrero 2010), la erupción del Complejo Volcánico Puyehue Cordón Caulle (junio 2011) y las recientes erupciones del Volcán Villarrica (marzo 2015) y del Volcán Calbuco (abril 2015). No pretendemos sugerir una relación causal entre estos eventos, nos motiva más bien el aprovechar esta fase de elevado nivel de actividad para com-

prender las relaciones dinámicas entre tectónica y volcanismo activo. Para ello, presentamos a continuación resultados preliminares del análisis de datos GNSS a escala regional y de casos de estudio puntuales en los cuales dicha relación se ve iluminada por la actividad sísmica reciente.

Deformación cortical observada por GNSS

Como resultado de un proyecto culminado el año 2014 por nuestro grupo de trabajo (CONvergence PARTitioning along the Southern Andes, CONPAR-SA) contamos con vectores de movimiento superficial calculados desde mediciones de posicionamiento GNSS para un set único e inédito de cerca de 70 estaciones continuas ubicadas en Chile y Argentina entre 33° y 46°S. Estos vectores representan el promedio de la deformación cortical en cada sitio entre el 1ro de enero 2008 y el 31 de diciembre de 2009, es decir cerca de un año después de la crisis sísmica de Aysen 2007 y un par de meses antes del terremoto del Maule 2010. Un primer análisis muy simple (comparando las velocidades paralela y perpendicular al margen continental) de los vectores ubicados en el segmento sur de los Andes del Sur (37°-46°S) reveló que varios de los sitios cercanos a la ZFLO presentaban una alta partición de su movimiento a lo largo de la dirección NNE. Profundizando en este resultado, interpolamos estos vectores en un campo de deformación espacialmente continuo y calculamos un campo de vorticidad (una medida de la predominancia de deformación rotacional asociada a cizalle simple respecto a la componente de cizalle puro). El resultado preliminar de este análisis revela varias características interesantes, como por ejemplo una concentración de primer orden de regiones elongadas de alta vorticidad alineadas con la traza de la ZFLO, una segmentación de segundo orden a lo largo de esta zona con segmentos de muy alta vorticidad y otros de menor o nula vorticidad, e indicaciones de posible concentración de vorticidad a lo largo de estructuras de orientación NW.

La investigación actual que estamos siguiendo en esta línea incluye un análisis sistemático de la sensibilidad del cálculo de la vorticidad a la distribución espacial (bastante heterogénea) de estaciones GNSS; la ampliación del área de análisis al norte de los 37°S para identificar eventuales zonas de movimiento predominantemente transcurrente; una discretización de los vectores a partir de las series de tiempo originales para identificar la evolución temporal de esta deformación; y una inversión de estos mismos vectores con el fin de cuantificar directamente la distribución espacial y magnitud del deslizamiento (slip) en la ZFLO posiblemente asociado a este campo de deformación.

Relación tectónica-volcanismo en casos de estudio

Además del estudio de la deformación cortical a escala regional descrito previamente, nuestro grupo

está investigando la relación tectónica-volcanismo en casos de estudio específicos en los que combinamos el análisis de datos sismológicos (principalmente del Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur, OVDAS, dependiente de SERNAGEOMIN) y geodéticos con una caracterización del contexto estructural local en el que se emplazan los sistemas volcánicos.

Complejo Volcánico Laguna del Maule (CVLM)

El CVLM muestra tasas de alzamiento vertical estimadas mediante interferometría de radar satelital (InSAR) del orden de 25-30 cm/año que han sido persistentes desde el año 2007 hasta la fecha (p. ej. Singer *et al.* 2014). La fuente de esta deformación ha sido modelada como un sill sub-horizontal ubicado a aprox. 5 km de profundidad directamente bajo la laguna, la que es rodeada por decenas de domos y culles volcánicos de composición dacítico-riolítico post-glaciales. Un análisis geológico estructural en torno a la Laguna (P. Kohler, memoria de título en preparación) revela una serie de fallas predominantemente transcurrentes y normales que pueden ser agrupadas en un modelo estructural caracterizado por un sistema tipo pull-apart de orientación NE-SW de cinemática dextral. La estructura maestra de este sistema es la falla del Cajón de Troncoso, cuya expresión más destacada se ubica al SW de la cuenca de la Laguna. En esta misma zona y en correlación espacial con uno de los vértices del sill modelado como fuente de la deformación vertical se localiza una zona altamente sismogénica identificada por la red que OVDAS mantiene en el área. Esta zona se caracteriza por presentar enjambres discretos de sismicidad de mediana a baja magnitud (M1-3) que recurren con una periodicidad de 2-3 meses y que pudieran estar mostrando una relación causal con la inflación estimada geodéticamente.

Volcán Llaima (VLI)

Este complejo volcánico es uno de los más activos de la ZVS. Se emplaza en un cruce entre la ZFLO y una estructura de orientación NE lo que favorecería, según Cembrano y Lara (2009), el ascenso rápido de magmas básicos desde la base de la corteza bajo un régimen transtensivo. Previamente al terremoto del Maule 2010, el VLI registró varias erupciones de moderada intensidad. Con posterioridad a dicho terremoto el sistema magmático parece haberse cerrado pero se activó un importante cluster de sismicidad (registrado por la red de OVDAS) en su extremo SE con sismos de mediana magnitud (hasta M4) y mecanismos focales predominantemente normales con ejes alineados NE y EW. El estudio geológico-estructural en torno al volcán (F. Rodríguez, memoria de título en revisión) permitió identificar una serie de fallas y diques que pueden ser agrupados en un modelo caracterizado como un pull-apart donde lineamientos NE juegan un rol preponderante como estructuras que unen dos segmentos NNE de la ZFLO. En este marco, la sismicidad registrada al

SE del volcán estaría marcando la activación de una de estas estructuras maestras.

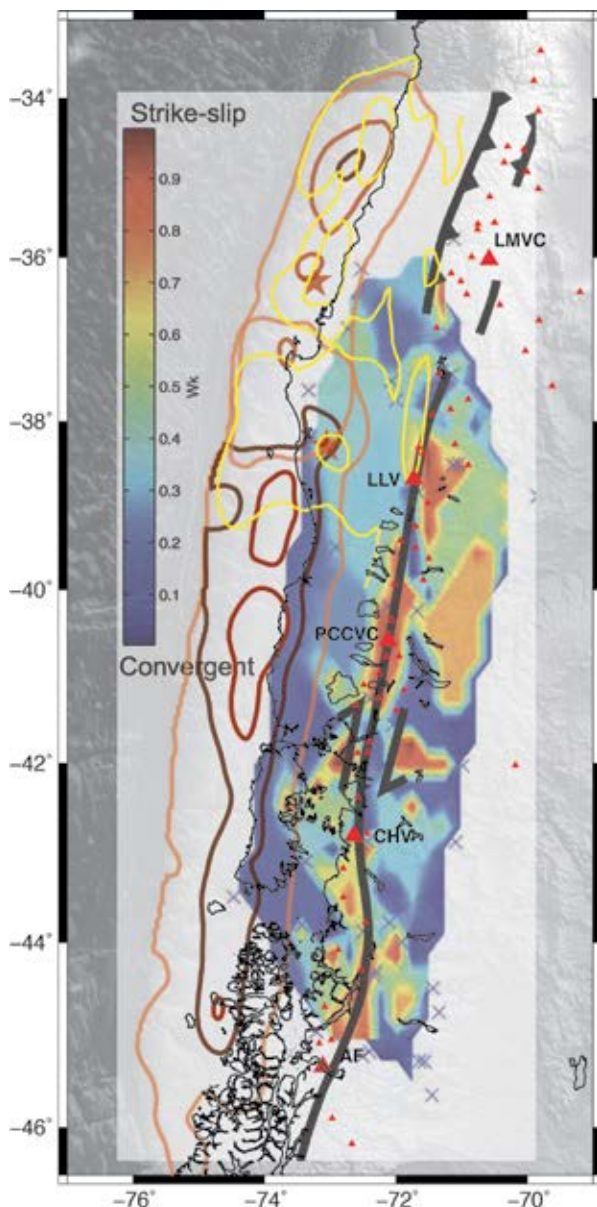
Lago Maihue

La cuenca del Lago Maihue (40.3°S) se ubica directamente en la intersección de la ZFLO con una estructura NW de primer orden. Un mapeo estructural de la zona en conjunto con un análisis de la batimetría del Lago permite reconocer la traza principal de la ZFLO en el área marcada por una gruesa cataclasita (decenas a centenas de metros de espesor) con clara cinemática dextral y evidencias de actividad post-glacial, la que es segmentada en su orientación al cruzar la cuenca del Lago cambiando su orientación de N10°E al sur hacia N22°E al norte. Hacia el este del Lago se reconocen estructuras de orientación general NS a NNW con una cinemática mixta dextral a inversa que demuestra una partición importante de la deformación en distintas estructuras con actividad posiblemente simultánea durante el cuaternario. A su vez los lineamientos de orientación NW presentan pocas evidencias de actividad reciente la que en general es más bien del tipo inversa. Con todo, las evidencias estructurales de terreno son consistentes con un modelo tipo releasing-bend donde las estructuras NW actúan como heterogeneidades de primer orden que segmentan la zona principal de deformación NNE asociada a la ZFLO.

Complejo Volcánico Puyehue-Cordón Caulle (CVP-CC)

Ubicado al sur del Lago Maihue y relacionado también con lineamientos de primer orden NW, el CVPCC representa un extremo opuesto al VLI en la relación descrita por Cembrano y Lara (2009). Aquí la caldera Cordillera Nevada en el extremo NW del complejo y el estrato-volcán Puyehue en el SE son unidos por el graben volcánico-tectónico del Cordón Caulle, el que ha concentrado actividad volcánica dacítico-riolítica en épocas geológicamente recientes e históricas (p. ej. Lara *et al.* 2006). Particularmente, la erupción que siguió con 36 horas de diferencia al terremoto gigante del 22 de mayo de 1960 es citado como quizás el mejor ejemplo mundial de la activación de un sistema volcánico por un gran terremoto de subducción (Lara *et al.* 2006). A su vez, la erupción iniciada en junio de 2011 pudiera haber sido remotamente activada por el terremoto del Maule 2010. Esta erupción fue registrada por la red sismológica del OVDAS la que muestra una sismicidad que inicia algunas semanas antes de la erupción bajo la Caldera Cordillera Nevada y gradualmente se desplaza hacia el SE y hacia arriba a lo largo del graben simultáneamente con un aumento en la cantidad de sismos y su intensidad hasta alcanzar la intersección con la ZFLO donde finalmente se abrió el vent que canalizó la erupción. Un análisis de imágenes InSAR apoyados por datos GNSS (Wendt *et al.*, en revisión) permite a su vez refinar el modelo previamente presentado por Jay *et al.* (2014) y pro-

poner un modelo alternativo a las fuentes puntuales descritas por ellos que considera la activación de un dique alineado con el graben y que genera volúmenes de magma más acordes con los efectivamente observados durante la erupción. Así, esta erupción pudiera constituir un buen ejemplo del cómo la interacción entre estructuras de orientación NW y la ZFLO controla el ascenso y evacuación de magmas ácidos, lo que en el contexto tectónico de los Andes del Sur ocurriría sólo si el régimen de stress predominantemente compresivo en este tipo de cruces estructurales es modificado producto de un gran terremoto de subducción y/o la sobre-presión interna de la cámara magmática. Esto a su vez es consistente con la orientación de fallas y diques reconocidas mediante un mapeo estructural realizado en el CVPCC y con los resultados preliminares de un modelo numérico que intenta explicar la co-existencia de estas estructuras y la activación de las mismas durante una erupción.



Referencias

- Cembrano, J. y Lara, L. 2009. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: a review. *Tectonophysics* 471(1): 96-113.
- Jay, J., Costa, F., Pritchard, M., Lara, L., Singer, B. y Herrin, J. 2014. Locating magma reservoirs using InSAR and petrology before and during the 2011–2012 Cordón Caulle silicic eruption. *Earth and Planetary Science Letters* 395: 254-266.
- Lara, L. E., Lavenu, A., Cembrano, J. y Rodríguez, C. 2006. Structural controls of volcanism in transversal chains: resheared faults and neotectonics in the Cordón Caulle–Puyehue area (40.5 S), Southern Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 158(1): 70-86.
- Singer, B. S., Andersen, N. L., Le Mével, H., Feigl, K. L., DeMets, C., Tikoff, B. y Şengör, A. C. 2014. Dynamics of a large, restless, rhyolitic magma system at Laguna del Maule, southern Andes, Chile. *GSA Today* 24(12).

Figura 1. Tectonismo activo y volcanismo contemporáneo en los Andes del Sur. Sobre una imagen de relieve sombreado de la topografía y batimetría del área (tonos de gris), se muestran en tonos ocre los contornos de deslizamiento co-sísmico del terremoto del Valdivia 1960 (5, 15 y 30 metros), (Moreno *et al.* 2008); y del Maule 2010 (1, 8, 12 metros), (Moreno *et al.* 2012); en color amarillo los contornos de *afterslip* post Maule 2010 (0.9 y 1.2 metros), (Bedford *et al.* 2013); los volcanes de la Zona Volcánica Sur (ZVS) en triángulos rojos; la traza principal de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO), (Cembrano y Lara 2009); y la magnitud de la vorticidad cinemática monocinética calculada desde vectores de GNSS, cuya posición se representa con cruces. Notar en tonos cálidos zonas que presentan una alta componente de transcurrencia paralela a la ZFLO, mientras zonas en colores fríos presentan cizalle puro dominante perpendicular a la ZFLO.

LMVC: Laguna del Maule Volcanic Complex, PCCVC: Puyehue-Cordón Caulle Volcanic Complex, CHV: Chaitén Volcano, AF: Aysen Fiord.

Tectónica Preandina



CARACTERIZACIÓN ESTRUCTURAL DE LA DEFORMACIÓN PALEOZOICA (DEVÓNICO TARDÍO) DE UN SECTOR DE LA PRECORDILLERA OCCIDENTAL, DEPTO. CALINGASTA, SAN JUAN

Juan Ariza¹, Glency Chaves², Florencia Boedo³, Nilda Mendoza², Graciela Vujovich³ y Patricia Martínez¹

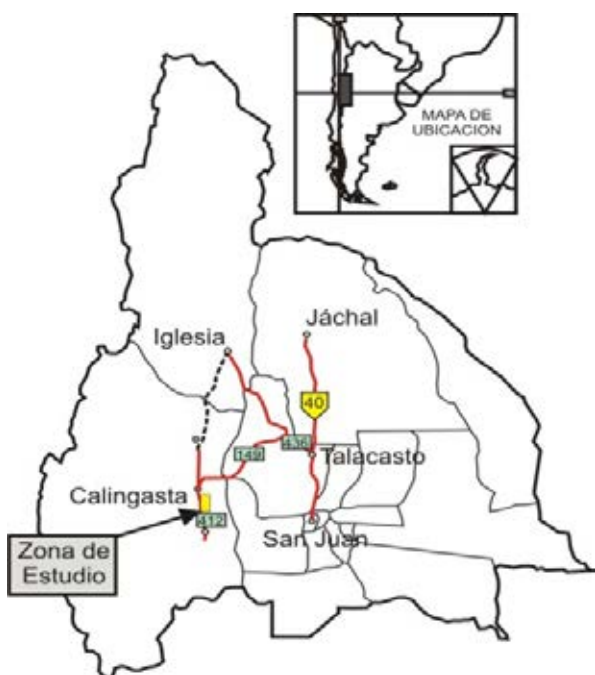
¹ CONICET - IGSV - UNSJ (Instituto Geofísico Sismológico Volponi - Universidad Nacional de San Juan). E-mail: jpariza@conicet.gov.ar

² Departamento de Geología, Universidad Nacional de San Juan

³ CONICET - IDEAN - UBA (Instituto de Estudios Andinos Don Pablo Groeber. Depto. Cs. Geológicas, FCEN, Univ. de Buenos Aires)

Introducción

La zona de estudio se localiza íntegramente en la Precordillera Occidental (Baldis *et al.* 1982). Estratigráficamente, esta unidad morfoestructural, está representada por potentes secuencias de rocas eo y mesopaleozoicas, de ambiente marino (Quartino *et al.* 1971, Furque y Cuerda 1979), que incluyen facies de talud y fondo oceánico (Astini *et al.* 1996) entre los cuales se intercalan cuerpos ígneos básicos y ultrabásicos con signatura geoquímica de E-MORB (Kay *et al.* 1984, entre otros). Estos depósitos se presentan polideformados (von Gosen 1995) y soportan en fuerte discordancia angular a los depósitos del neopaleozoico (Ramos *et al.* 1984). En esta contribución se presentan los resultados preliminares del estudio estructural integrado realizado a diferentes escalas (regional, lo-



cal, afloramiento y microscopio), sobre un conjunto de afloramientos de la Formación Alcaparrosa (Ordovícico superior) en la comarca aledaña a la Villa Cabecera del departamento Calingasta (Fig.1).

Estructura Local

La estructura de la zona queda definida por dos rasgos principales: fallas y pliegues.

Fallas. En la zona se reconocen una serie de fallas menores (trazas de algunos kilómetros) y mayores (trazas de varias decenas de kilómetros). Las primeras corresponden a fallas inversas de rumbo N-S a NNO-SSE con planos inclinados tanto al O como al NE. Las segundas, corresponden a verdaderos corrimientos que repiten a la Formación Alcaparrosa. Estos se orientan NO-SE y buzan al NE. Pliegues menores asociados a estas zonas de falla ponen de manifiesto el carácter dúctil de la deformación lo cual constituye una diferencia sustancial entre ambos sistemas de fallamiento. Es frecuente la asociación de este último sistema de corrimientos (NO-SE) con fajas mineralizadas de sulfatos de Al, Fe y Mg.

Pliegues. Los pliegues son de tipo anisopacos con charnelas engrosadas y se asocian al desarrollo de clivaje de plano axial penetrativo. Las longitudes de onda varían desde algunos centímetros hasta el centenar de metros. Este aspecto hace posible su análisis y observación a diferentes escalas de trabajo. La posición espacial de los planos axiales varía entre NNO-SSE y N-S. La estructura principal corresponde a un pliegue sinclinal de primer orden que presenta una zona de cierre (nariz del pliegue) hacia el extremo NO y un eje buzante en dirección SE. Internamente se reconocen pliegues menores los cuales en algunos casos son isoclinales y se desarrollan en los flancos de la estructura principal. Estos pliegues presentan una longitud de onda de la decena de metros y corresponderían al segundo orden de plegamiento. A escala de afloramiento se observan pliegues cuyas longitudes de onda son de orden métrico. En este tipo de estructura se observa claramente la relación entre las superficies sedimentarias originales (S_0) y aquellas superficies secundarias adquiridas por tectonismo (S_1). En determinados sectores se observan evidencias de cizalla interestratal asociada al desarrollo de los pliegues con movilización de sílice y desarrollo de venillas (deformación progresiva) que ponen de manifiesto la cinemática del desplazamiento. La foliación se dispone oblicua a la estratificación en la zona de los flancos, mientras que en las charnelas es perpendicular, donde es frecuente observar el abanicado de los planos S_1 que marcan el pasaje de un limbo a otro dentro de un mismo pliegue. A escala microscópica se reconocen micropliegues solo en aquellas litologías lutíticas en las cuales es frecuente el desarrollo de clivaje pizarreño (foliación continua), mientras que en las capas de metareniscas se observa un clivaje espaciado en los cuales el tamaño de los microlitones

varía en función del tamaño de grano de la metasedimentita. Los dominios de clivaje están principalmente representados por micas clásticas y recristalizadas isoorientadas. Los microlitones están mayormente representados por clastos de cuarzo con evidencias de disolución por presión en las zonas de contacto con los dominios de clivaje lo que le otorga un aspecto elongado. En algunos casos se observan evidencias de cizalla a lo largo de los planos de foliación.

El conjunto de estructuras menores descritas precedentemente pone de manifiesto que el plegamiento habría evolucionado desde un estadio de mínima deformación (plegamiento por flexión y deslizamiento – nivel estructural medio) a uno de máxima deformación (plegamiento por aplanamiento sobreimpuesto – nivel estructural inferior alto). Esta evolución es frecuente en los sistemas estructurales orogénicos como lo describe Ramsay (1967). Sobre esta base, se aplicó el método expeditivo de Williams (1967) que permite determinar en afloramiento los porcentajes de acortamiento que ha sufrido la secuencia estratigráfica en función de la geometría del plegamiento. Este método contempla los cambios de geometría que experimenta un pliegue concéntrico por aplanamiento a medida que evoluciona a pliegues similares.

Los resultados preliminares obtenidos en este estudio indican que el acortamiento rondaría entre el 30 – 40 %.

Conclusiones

Se reconocen dos sistemas de fallas que difieren tanto en su disposición espacial como en los aspectos genéticos. Las características de los pliegues descriptos indican una asociación estructural generada en un nivel estructural medio en transición al nivel inferior (alto) a juzgar por la relación y superposición entre estructuras menores de distinta naturaleza.

La similar orientación y estilo de deformación asociada que existe entre los corrimientos NO-SE y los pliegues mencionados precedentemente permite postular que ambos grupos de estructuras se habrían generado en un contexto común dentro de la historia preandina.

Los cálculos de acortamiento de una secuencia por lo general se realizan a partir de la reconstrucción de estructuras de corrimiento o en determinados tipos de pliegues isopacos. La estimación del porcentaje de acortamiento a partir de la geometría de plegamiento en estructuras dúctiles es un dato de gran importancia

al momento de estimar la extensión real (reconstrucción palinspástica) del borde occidental de la cuenca oceánica de Precordillera.

Agradecimientos

Al Departamento de Geología de la FCFN-UNSJ. Este trabajo es un aporte al Proyecto de Investigación de Jóvenes Investigadores (UNSJ-SECITI).

Referencias

- Astini, R., Ramos, V., Benedetto, J., Vaccari, N. y Cañas, F. 1996. La Precordillera: un terreno exótico a Gondwana. Actas 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 5:293-324. Buenos Aires.
- Baldis, B., Beresi M., Bordonaro, O. y Vaca A. 1982. Síntesis evolutiva de la Precordillera Argentina. V Congreso Latinoamericano de Geología, Argentina. Actas 4: 399-445.
- Furque G. y Cuerda A., 1979. Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza. En: Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba. 1: 455-522.
- Kay, S., Ramos, V. y Kay, R. 1984. Elementos mayoritarios y trazas de las vulcanitas ordovícicas de la Precordillera occidental; basaltos de rift oceánico temprano (?) próximo al margen continental. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 48-65, Río Negro.
- Quartino, B., Zardini, R., Amos, A. 1971. Estudio y exploración geológica de la región Barreal- Calingasta, provincia de San Juan, República Argentina. Asociación Geológica Argentina. Monog. N°1, 184 pp
- Ramos, V., Jordan, T., Allmendinger, R., Kay, S., Cortés, J. y Palma, M. 1984. Chileña: un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes Centrales. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 84-106.
- Ramsay, J.G. 1967. Folding and Fracturing of Rocks. McGrawHill, 568 p., New York.
- von Gosen, W., 1995. Polyphase structural evolution of the southwestern Argentine Precordillera: Journal of South American Earth Sciences, 8: 377–404.
- Williams, E. 1967. Notes on the determination of shortening by flexure folding modified by flattening. Papers and proceedings of the Royal Society of Tasmania 101: 37-41.

ANÁLISIS DE LA DEFORMACIÓN EN EL GRUPO PILLAHUINCÓ, SIERRAS AUSTRALES, PROVINCIA DE BUENOS AIRES, A PARTIR DEL ESTUDIO DE ANISOTROPÍA DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA (ASM)

Guadalupe Arzadún¹, Renata N. Tomezzoli², Nora N. Cesaretti³

¹Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, CONICET. guadalupe.arzadun@gmail.com

²Departamento de Geología, Universidad de Buenos Aires, IGEBA, CONICET.

³Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur.

Las Sierras Australes conforman un cordón corrido y plegado de rumbo noroeste-sudeste, cuya intensidad de deformación disminuye hacia el este (Tomezzoli y Cristallini 1998; Figura 1). Algunos autores sugieren que su estructuración es producto de una colisión intercontinental entre Patagonia y Gondwana (Pángaro y Ramos 2012); otros autores interpretan un sistema de bloques continentales que se mueven a través de fallas transformantes (Gregori *et al.* 2008). Tomezzoli (2012) sugiere una combinación de ambos procesos.

En base a estudios paleomagnéticos (Tomezzoli y Vilas 1999), edades de re-cristalización de la illita (Buggisch 1987) y presencia de estratos de crecimiento (López Gamundi *et al.* 1995), se puede definir la edad de la deformación de las Sierras Australes como pérmica temprana-tardía.

Estudios paleomagnéticos en la Formación Tunas indican que las magnetizaciones son sintectónicas, con un 42% de despliegue en la base de la formación (al oeste) y un 90% hacia el techo (al este). Esto demuestra que existe una disminución del acortamiento tectónico hacia el techo de la secuencia y es concordante con las observaciones estructurales de campo (Tomezzoli 1999). Por otro lado, estudios de ASM y de compactación en la Formación Tunas también muestran una disminución de la deformación hacia el antepaís (Arzadún *et al.* 2013). (Fig. 1)

Con el objetivo de analizar la magnitud de la deformación y las direcciones de los esfuerzos, se realizó un análisis de la anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM) en el Grupo Pillahuincó (Harrington 1947), aflorante en el sector este de las Sierras Australes (Figura 1). Este grupo se divide en cuatro formaciones llamadas, de base a techo: Sauce Grande (Carbónico Tardío; Di Pasquo *et al.* 2008; Archangelsky *et al.* 1987), Piedra Azul, Bonete (Pérmico Temprano; Archangelsky y Cúneo 1984) y Tunas (Pérmico

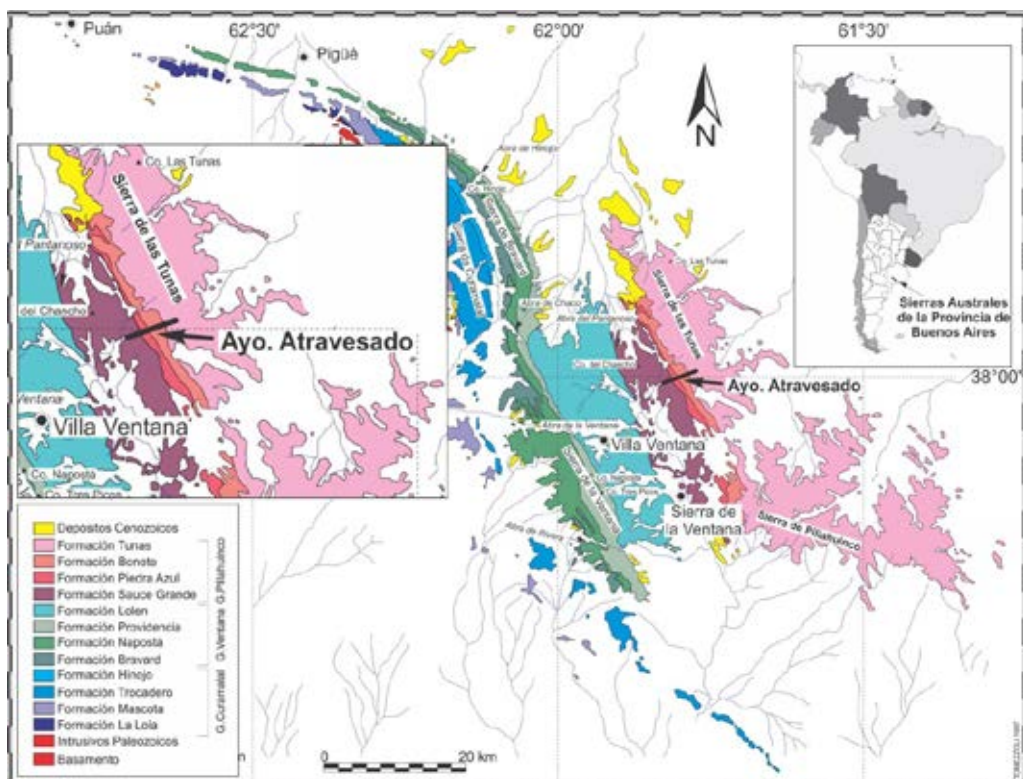


Figura 1. Mapa geológico de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. Ubicación del perfil del Arroyo Atravesado de donde se extrajeron los especímenes para los estudios de ASM. Arriba izquierda, ampliación del área de trabajo.

Temprano; Archangelsky y Cúneo 1984; López-Gamundi *et al.* 2013).

La ASM fue medida con un equipo Kappabridge MFK-1A, en el Laboratorio de Paleomagnetismo "Daniel A. Valencio" (IGEBA) del Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires. Se midieron 103 especímenes a lo largo del perfil del Arroyo Atravesado (Figura 1).

Los resultados de ASM en el Grupo Pillahuincó muestran elipsoides cuyos ejes máximos (K_{max}) se encuentran en posición noroeste-sureste; esta orientación es paralela a los ejes e los pliegues. El grado de anisotropía muestra en general una disminución hacia las formaciones más jóvenes y hacia el este. La Formación Sauce Grande presenta elipsoides con formas obladas y ejes mínimos (K_{min}) agrupados en el primer cuadrante, cercanos a la horizontal, sugiriendo un aplastamiento de la fábrica. Las formaciones Piedra Azul y Bonete muestran elipsoides con formas proladas, con K_{min} en el primer y tercer cuadrante, agrupándose hacia el centro de la red estereográfica. La Formación Tunas muestra elipsoides de formas obladas hacia la base, indicando una fábrica tectónica, con K_{min} orientados en el primer y tercer cuadrante, que tienden a moverse gradualmente hacia la vertical pasando a fábricas de tipo transicional a sedimentaria hacia el techo de la secuencia. El hecho de que los ejes K_{max} se mantengan en posición NO-SE en todas las formaciones y paralelo a los ejes de los pliegues, indica que la fábrica es predominantemente de origen tectónico, con un esfuerzo máximo proveniente desde el sudoeste. La tendencia de los ejes K_{min} a disponerse en posición vertical, junto con la disminución del grado de anisotropía, indican una atenuación de la deformación hacia las formaciones más jóvenes, ubicadas hacia el este de la cuenca. Es interesante notar una reactivación en la base de la Formación Tunas, lo cual estaría indicando pulsos de re-activación orogénica en la cuenca durante el Pérmico, pero siempre manteniendo la coaxialidad de los esfuerzos.

Esto es una nueva evidencia de la migración del frente orogénico hacia la cuenca de antepaís y es consistente con datos de estructurales, de compactación, de ASM y de paleomagnetismo publicados anteriormente (Tomezzoli 1999; Arzadún *et al.* 2013).

Referencias

Archangelsky, S., Azcuy, C.L., González, C.R. y Sabatini, N., 1987. Correlación general de biozonas. En: S. Archangelsky (Ed.), El Sistema Carbonífero en la República Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 281-292.

Archangelsky, S. y Cúneo, R., 1984. Zonación del Pérmico continental de Argentina sobre la base de sus plantas fósiles, 3º Congreso latinoamericano Paleontológico, México. Memoria, pp. 143-153.

Arzadún, G., Tomezzoli, R.N. y Cesaretti, N.N., 2013. Análisis de susceptibilidad magnética (ASM) y com-

pactación en la Formación Tunas, Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires, Argentina. *Latinmag Letters*, Special Issue (3): 1-6.

Buggisch, W. E., 1987. Stratigraphy and Very Low Grade Metamorphism of the Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires (Argentina) and Implications in Gondwana Correlation. *Zbl. Geol.. Paläont. Teil I* (7/8): 819-837. Stuttgart.

Di Pasquo, M., Martínez, M.A., Freije, H., 2008. Primer registro palinológico de la Formación Sauce Grande (Pennsylvaniano-Cisuraliano) en las Sierras Australes, provincia de Buenos Aires, Argentina. *Ameghiana*. V.45. Nro. 1.

Gregori, D.A., Kostadinoff, J., Strazzere, L., Raniolo, A., 2008. Tectonic significance and consequences of the Gondwanide orogeny in northern Patagonia, Argentina. *Gondwana Research*, 14:429-450. Elsevier.

Harrington, H.J., 1947. Explicación de las Hojas Geológicas 33m y 34m, Sierras de Curamalal y de la Ventana, Provincia de Buenos Aires. Servicio Nacional de Minería y Geología, Boletín 61.

López Gamundi, O.R., Conaghan, P.J., Rossello, E.A. y Cobbold, P.R., 1995. The Tunas Formation (Permian) in the Sierras Australes Foldbelt, east central Argentina: evidence for syntectonic sedimentation in a foreland basin. *Journal of South American Earth Science*. 8 (2): 129-142.

López Gamundi, O.R., Fildani, A., Weislogel, A. y Rossello, E., 2013. The age of the Tunas Formation in the Sauce Grande basin-Ventana foldbelt (Argentina): implications for the Permian evolution of the southwestern margin of Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences*. En prensa.

Pángaro, F. y Ramos, V.A., 2012. Paleozoic crustal blocks of onshore and offshore central Argentina: Newpieces of the southwestern Gondwana collage and their role in the accretion of Patagonia and the evolution of Mesozoic south Atlantic sedimentary basins. *Marine and Petroleum Geology*. Ed. Elsevier. 1-22.

Tomezzoli, R.N., 1999. La Formación Tunas en las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. Relaciones entre sedimentación y deformación a través de su estudio paleomagnético. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 54 (3): 220-228.

Tomezzoli, R.N., 2012. Chilenia y Patagonia: ¿un mismo continente a la deriva? *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 69 (2): 222-239.

Tomezzoli, R.N. y Cristallini, E.O., 1998. Nuevas evidencias sobre la importancia del fallamiento en la estructura de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 53(1): 117-129.

Tomezzoli, R.N. y Vilas, J. F., 1999. Paleomagnetic constraints on age of deformation of the Sierras Australes thrust and fold belt, Argentina. *Geophysical Journal International*, 138: 857-870.

ESTRUCTURA Y METAMORFISMO DEL CUERPO MAFICO-ULTRAMAFICO LOS GUANACOS

Ma. Cecilia Cábana¹, Mónica P. Escayola², Isidoro B. Schalamuk³, Pablo D. González⁴

¹ Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología (IIPG), UNRN, Sede Alto Valle y Valle Medio; Avda. Roca 1242, Gral. Roca, Rio Negro; mccabana@unrn.edu.ar

² CONICET, Facultad de Ciencias y Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, ciudad autónoma de Buenos Aires, Bs As; m_escayola@hotmail.com

³ CONICET, Instituto de Recursos Minerales (INREMI), Facultad de Ciencias Naturales y Museo, UNLP. La Plata, Bs As; ischala@yahoo.com.ar

⁴ Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) - IIPG, UNRN, Sede Alto Valle y Valle Medio - Avda. Roca 1242, Gral. Roca, Rio Negro; pdgonzalez@unrn.edu.ar

El cuerpo máfico-ultramáfico Los Guanacos se encuentra alojado en la Faja Ultramáfica Occidental de las Sierras Pampeanas de Córdoba (32°11'S; 64°43'O; Villar 1985, Kraemer *et al.* 1995) y forma parte del basamento ígneo-metamórfico del Complejo Calamuchita (Otamendi *et al.* 2004). El cuerpo está serpentizado y es concordante con su roca de caja formada por una sucesión de paragneises, anfíbolitas y mármoles (González Chioza 2002, Cábana *et al.* 2005, Cábana 2015).

El cuerpo Los Guanacos y su caja están afectados por, al menos, dos episodios de deformación-metamorfismo: un primer episodio D_1 - M_1 de carácter regional, con foliación penetrativa de plano axial S_1 , pliegues isoclinales F_1 y metamorfismo M_1 en facies anfíbolita alta, y localmente facies granulita en tabiques de la caja incluidos dentro del cuerpo máfico-ultramáfico. Un segundo episodio D_2 - M_2 local, caracterizado por una foliación milonítica S_2 y pliegues F_2 apretados que repliegan a los anteriores. A este episodio se asocia la faja de cizalla frágil dúctil NNO-SSE, recostada al NE del cuerpo Los Guanacos (Fig. 1). El metamorfismo M_2 es dinámico y retrógrado en facies esquistos verdes a anfíbolita. En el cuerpo Los Guanacos, la foliación S_1 es penetrativa en los bordes del cuerpo y se desdibuja progresivamente hacia el interior del mismo.

Los Guanacos es el cuerpo de mayores dimensiones dentro de los afloramientos máficos-ultramáficos del Cerro Los Guanacos y alrededores. El resto de los cuerpos se exhiben como un conjunto de *boudines* de variadas formas y tamaños, que están separados del cuerpo principal por tabiques de rocas metamórficas de basamento. El cuerpo Los Guanacos está afectado por un pliegue sinforme F_2 asimétrico, de escala hectométrica y con eje buzante al SE. El flanco occidental del pliegue exhibe un ancho de afloramiento de ~320 m y rumbo e inclinación predominante N5°/40°-SE, mientras que el flanco oriental, con un rumbo e inclinación promedio N49°/50°SO, posee un ancho de afloramiento menor, de ~100 m. Este último está afectado por la faja de cizalla frágil-dúctil, asociada al episodio D_2 - M_2 , cuyo rumbo general es NNO-SSE

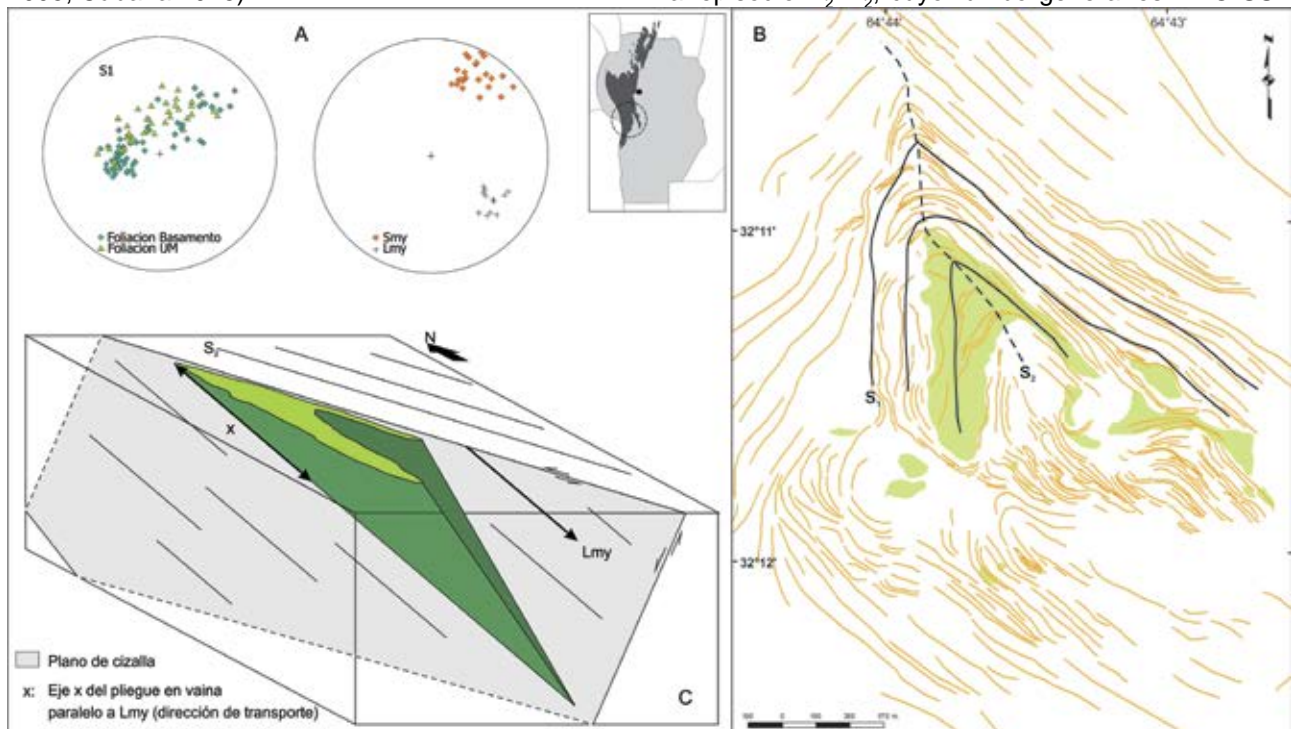


Figura 1: Estructura del cerro Los Guanacos. A: Estereogramas de la foliación regional S_1 del basamento y de la foliación milonítica (S_{my}) de la zona de cizalla. B y C: Mapa y gráfico en 3D de la estructura sinforme del cuerpo Los Guanacos.

(Rbz N211°/77°), que tiene una foliación milonítica coincidente con el rumbo de la faja de cizalla y una lineación milonítica de rumbo e inclinación 126°/25°. Sobre la base de los indicadores cinemáticos, la faja de cizalla es de tipo sinistral-normal.

Los cuerpos máficos ultramáficos más pequeños se encuentran expuestos hacia el SE del cuerpo principal. Están alineados según el rumbo general del flanco oriental e incluidos dentro de la zona de cizalla, presentando estructuras de *boudins* arrosariados (Fig.1).

Desde el punto de vista genético, el sinforme F_2 fue originalmente considerado como una estructura simple de pliegue de arrastre asociado al cizallamiento dúctil D_2 (Cábana *et al.* 2005). Sin embargo, como resultado de nuevos trabajos estructurales y de mapeo llevados a cabo sobre la zona de cizalla y la roca de caja del cuerpo ultramáfico, se interpreta que el sinforme junto con los otros cuerpos menores, son parte de un mismo pliegue en vaina asociado a la zona de cizalla Los Guanacos, y que actualmente éste se encuentra en parte decapitado por erosión (Cábana 2015, Tesis Doctoral inédita). Desde el punto de vista geológico-estructural regional de las Sierras Pampeanas de Córdoba, otros cuerpos máfico-ultramáficos parecen compartir el mismo estilo estructural de pliegues en vaina que éste del cuerpo Los Guanacos, como los cuerpos ultramáficos La Cocha (Anzil y Martino 2009) y del Cerro Sapo (Martino y Zapata 2001).

Referencias

Anzil, P.A. y Martino, R.D. 2009. The megascopic and mesoscopic structure of La Cocha ultramafic body, Sierra Chica of Córdoba, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 28: 398–406.

Cábana, M.C., 2015. Estudio geológico – estructural - metalogénico de los cuerpos máficos y ultramáficos de la mina Los Guanacos, distrito minero Los Guanacos, Sierras Pampeanas Orientales, provincia de Córdoba; Trabajo de tesis inédito.

Cábana, M., Escayola, M., Pimentel, M., Schalamuk, I. y Proenza, J., 2005. Termometría de rocas máficas-ultramáficas del Cerro Los Guanacos, Sierras Pampeanas de Córdoba. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 59-64. La Plata.

González Chiosa, S. 2002. Geología del área del cerro Los Guanacos, departamento Calamuchita, provincia de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 57 (1): 55-68.

Kraemer, P., Escayola, M. y Martino, R. 1995. Hipótesis sobre la evolución tectónica neoproterozoica de las Sierras Pampeanas de Córdoba (30° 40' - 32° 40'), Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50 (1-4): 47-59.

Martino, R.D. y Zapata, I. 2001. Plegamiento en vaina tipo 'a' de los cuerpos ultramáficos y estructura general de la región de Sintonsacate, Sierra Chica, Córdoba. *Avances en Microtectónica. Asociación Geológica Argentina, Serie D: Publicación Especial* 5: 139–142.

Otamendi, J., Castellarini, P., Fagiano, M., Demichelis, A. y Tibaldi, A. 2004. Cambrian to Devonian Geologic Evolution of the Sierra de Comechingones, Eastern Sierras Pampeanas, Argentina: Evidence for the development and exhumation of continental crust on the proto-pacific margin of Gondwana. *Gondwana Research* 7 (4): 1143-1155.

Villar, M. 1985. Las fajas ultrabásicas argentinas, tipos de ultramáficas. *Metalogenia. 4° Congreso Geológico Chileno*, 3: 610-633. Antofagasta.

FAJA DE CIZALLA LAS LAJAS: NUEVOS APORTES AL CONOCIMIENTO DE SU GEOLOGÍA, EXTREMO SUR DE LA SIERRA DE COMECHINGONES, CÓRDOBA-SAN LUIS.

Eber Cristofolini^{1,3}, Roberto Martino^{2,3}, Juan Otamendi^{1,3}, Alina Tibaldi^{1,3}, Paula Armas^{1,3}, Matías Barzola^{1,3} y Nicolás Zambroni^{1,3}

¹ Universidad Nacional de Río Cuarto, Departamento de Geología, Río Cuarto, Argentina. E-mail: ecristofolini@exa.unrc.edu.ar

² Universidad Nacional de Córdoba, Departamento de Geología, Córdoba, Argentina.

³ Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Argentina.

En las estribaciones más australes de la sierra de Comechingones se expone una estrecha zona de deformación localizada, denominada faja de cizalla Las Lajas (FCLL). La misma fue definida inicialmente por Otamendi et al. (1996) aunque toma estrictamente el nombre de zona de cizalla Las Lajas a partir del aporte de Stuart-Smith y Skirrow (1997). Hasta la actualidad y salvo algunos trabajos que sintetizaron el conocimiento de las zonas de cizalla de las Sierras de Córdoba (Martino 2003 y citas en éste), no ha habido aportes a su conocimiento, siendo esta contribución el primer estudio detallado que muestra la compleja geología que expone.

La faja de cizalla Las Lajas (s.s.) se dispone con rumbo NO-SE y con buzamiento dominante del plano general de cizalla de 48° al NE. La faja muestra un ancho variable, desarrollando su potencia máxima de 1,5 km en su segmento austral en proximidades al puesto El Potrero; en tanto que en su segmento norte su potencia es menor, y aparece reducida a escasos filetes de 2,5 m a 50 m. Asimismo, presenta límites transicionales al este afectando de manera localizada a los ortogneises y metamorfitas paraderivadas del Complejo Monte Guazú; y muestra límites netos al suroeste en contacto con las secuencias del Complejo Achiras. El mencionado límite suroeste concuerda con una zona de falla de naturaleza inversa (falla Las Lajas), donde las rocas exhiben una intensa trituración dando lugar al desarrollo de fajas de cataclasitas compuestas por microbrechas y harina de falla. Cabe destacar, que en otros puntos de su límite oeste la faja también re trabaja a los granitoides del Complejo Achiras, generando protomilonitas y milonitas S-C. Si bien la extensión originariamente definida para la FCLL muestra que no supera los 18 km, iniciando al norte en el faldeo oriental de la sierra de Comechingones (estancia Boca del Río) y culminando al sur en los afloramientos que circundan a la estancia Las Lajas (Otamendi et al. 1996), cabe indicar que el nuevo mapeo demuestra amplia-

ciones en sus límites. El extremo sur puede extenderse por unos 11 km más, hasta los últimos asomos del basamento expuestos en el denominado cerro Áspero cercano al paraje Espinillos. En el mencionado cerro, los gneises biotíticos son también transformados a milonitas y esquistos miloníticos. Del mismo modo, si se observa su límite norte, éste no queda restringido al borde oeste de la sierra de Comechingones, sino que estudios realizados en la sierra de La Aguada distante 5 km al oeste del mencionado punto, indican que también allí se expone el efecto deformacional de la faja sobre las rocas del basamento. Todo esto lleva a corroborar que esta faja de cizalla, considerada como una pequeña zona de deformación, tiene una extensión considerable que excedería los 35 km, siendo una característica relevante de la misma.

La faja de cizalla Las Lajas (s.s.) esta conformada por milonitas, protomilonitas, ultramilonitas y esquistos miloníticos de paragneises, esquistos, anfibolitas, mármoles, ortogneises graníticos-tonalíticos y leucogranitos. Dentro de la FCLL y en base al cambio textural-paragenético, al grado de retrabajo de los protolitos y al desarrollo de un dominio litológico de rocas miloníticas (s.l.), se pueden delimitar dos segmentos bien diferenciados: 1) el segmento norte con su localidad tipo definida en las canteras Loma Blanca; y 2) el segmento sur con su localidad tipo presente a lo largo de la transecta que lleva desde el puesto El Potrero hasta las canteras Las Vertientes. En el segmento norte, la FCLL se expresa a modo de intercalaciones menores a 50 m de potencia de protomilonitas de paragneis biotítico y ortogneis tonalítico-granítico, nucleándose en mayor medida en la interfase entre las rocas ortoderivadas-paraderivadas. Estas pequeñas fajas miloníticas pasan en transición hacia el oeste de su localidad tipo (canteras Loma Blanca) a un dominio ininterrumpido de paragneis biotítico, anfibolita bandeada, mármol dolomítico y profusas intrusiones de leucogranitos. Todo este conjunto litológico se encuentra fuertemente plegado a todas las escalas llegando a constituir megaplegamientos asimétricos, isoclinales y recumbentes con vergencia oeste. En el segmento norte muchas de las litologías exponen las fábricas, paragénesis de medio a alto grado y relaciones texturales primarias correspondientes a la génesis del basamento, solo advirtiéndose transformados estos parámetros en los sectores donde la tasa de cizalla es máxima y genera milonitas (s.l.). Una particularidad adicional de este segmento, es marcada por la paragénesis que exhiben las milonitas. Aquí, estas muestran asociaciones de minerales estabilizadas en facies de anfibolita (Bt-Pl-Qtz±Sil) dominante y retrogradadas parcialmente a esquistos verdes (Chl-Bt-Ms-Qtz). Esto, al igual que el grado de retrabajo por el desarrollo de la FCLL, son observaciones relevantes que soportan la segmentación longitudinal de la FCLL. Por su parte, en el segmento sur, la FCLL se muestra en su mayor expresión espacial retrabajando casi to-

talmente a todas las rocas del basamento, generando secuencias continuas y potentes de milonitas (s.l.) y esquistos miloníticos. Dado que estas secuencias son las más representativas dentro del conjunto de rocas formadas por el accionar directo de la cizalla de Las Lajas, se realiza a continuación un análisis más detallado de las mismas.

Las milonitas (s.l.) y esquistos miloníticos en afloramientos se presentan como tabiques de morfología angulosa a subangulosa, mostrando una coloración que varía de gris ocre, blanquecino hasta verdosa, dependiendo del protolito (gneises, ortogneises-mármoles-granitoides y anfibolitas). En algunos casos afloran a modo de cuerpos lenticulares, aplastados y elongados con su eje mayor orientado NO-SE, aunque mayormente se disponen como bancos continuos angulosos conformados por típicas lajas. De manera generalizada todas las milonitas (s.l.) y esquistos miloníticos exhiben una foliación anastomosada milonítica, que se acentúa en algunos casos adquiriendo un aspecto esquistoso-fíltico, con tonalidades ocres-verdes y brillo satinado sobre los planos de foliación. Esta fábrica planar posee una orientación regular de rumbo N 350° a N 10° y un buzamiento > 50° al E. Además, en general las rocas presentan tamaño de grano fino a medio, destacándose ojos elipsoidales de plagioclasa (andesina), microclino, granate u hornblenda (según el protolito afectado) cuyo eje mayor se orienta paralelo a la lineación mineral definida por micas (Ms-Bt), cuarzo o tremolita, yaciendo ambos rasgos sobre el plano de la foliación. Dicha lineación mineral se orienta entre N 85° a N 115°, y con una inmersión entre 42° y 68° al E. Las milonitas (s.l.) y esquistos miloníticos muestran una matriz granolepidoblástica a granonematoblástica de grano fino (< 0,5 mm) y una esquistosidad milonítica anastomosada, evidenciada por folias finas y continuas. Comúnmente se observan cintas de cuarzo que se curvan alrededor de los porfiroclastos, micas en forma de pez con bordes desflecados y pliegues acodados (tipo kink bands). Los porfiroclastos de plagioclasa, microclino, granate, hornblenda y agregados poliminerale son de tamaño variable (< 5 mm). Todos exponen morfologías de tipo sigma, delta y complejas con desarrollo de colas asimétricas. En ocasiones exhiben recristalización dinámica perigranular, texturas de manto-núcleo o están micro-fracturados por tracción con intrusión de la matriz en su interior. Todas las paragénesis de las milonitas (s.l.) y esquistos miloníticos registran predominantemente la facies de esquistos verdes con la coexistencia de Ms+Chl+Bt±Ser; Tr±Pl±Ep±Hbl, Cc+Dol+Tr+Fl; Cc+Dol+Tr±Di o Ms+Bt+Chl±Ser.

El conjunto de indicadores cinemáticos definidos entre las microfábricas de las milonitas (s.l.), reflejan que la FCLL se comportó como una zona de cizalla dúctil no coaxial de cinemática inversa, con transporte tectónico del techo al oeste-noroeste. Además, la zona de cizalla exhibe una componente de rumbo si-

nestral dominante en toda su extensión, destacándose una componente dextral localizada. La variación en la componente de rumbo, evidencia en primera instancia una complejidad mayor en la cinemática de la deformación a lo largo de toda la faja, pudiendo estar ligada a movimientos relativos individuales de bloque menores dentro de la zona de deformación.

Considerando el contexto de la geología regional y sobre la base de las observaciones petrológicas-estructurales, se confirma que la faja de cizalla Las Lajas es una discontinuidad estructural de escala regional dentro del basamento de sierra de Comechingones, y representa un límite tectónico local que acomodó el acortamiento orogénico de todo el Paleozoico, provocando el corrimiento de las secuencias cámbricas-ordovícicas del Complejo Monte Guazú sobre las secuencias devónicas del Complejo Achiras. La edad de la actividad de la faja no se ha resuelto aún con precisión, aunque la misma hasta la actualidad está definida como pos-Famatiniana, dado que hay estructuras que truncan al granito El Potrero (Complejo Achiras) datado por U/Pb en circones en 382 ±6 Ma (Stuart-Smith y Skirrow 1997) y por lo cual Martino (2003) la agrupa dentro de las fajas contraccionales Achalianas. El avance del conocimiento que se está logrando con su mapeo geológico de detalle surge que la FCLL registra múltiples eventos de deformación, y no se descarta que algunos de estos estadios evolutivos correspondan a las orogénesis Pampeana y/o Famatiniana. La combinación de observaciones y datos de geocronología permitirán resolver con detalle la evolución de la faja de cizalla dentro de su contexto geológico.

Referencias

- Martino, R.D. 2003. Las fajas de deformación dúctil de las Sierras Pampeanas de Córdoba: Una reseña general. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58: 549-571.
- Otamendi, J., Nullo, F., Fagiano, M. y Aragón, E. 1996. Dos Terrenos Metamórficos y Estructurales en el Extremo Sur de la Sierra de Comechingones, Córdoba-San Luis: Algunas Implicancias Tectónicas. 12º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Tomo 2: 249-266, Buenos Aires.
- Stuart-Smith, P. y Skirrow, R. 1997. Report on 1:100000 Scale Geological and Metallogenic Maps Sheet 3366-24. Provinces of San Luis and Córdoba. Programa Nacional de Cartas Geológicas. Proyecto de Cooperación Argentino-Australiano, 43 p., Buenos Aires.

CONTRIBUCIÓN PALEOCLIMÁTICA EN LA RESOLUCIÓN DE UN ENIGMA PALEOMAGNÉTICO: PANGEA A VS. PANGEA B

Leandro Gallo¹, Renata N. Tomezzoli¹, Alejandra Dalenz Farjat², Roberto M. Hernandez²

¹ CONICET - Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires IGEBA, E-mail: len.gallo@gmail.com

² GEOMAP S.A.

La mayor parte de los geocientistas están de acuerdo con que antes del comienzo de la ruptura de Pangea, la configuración “wegeneriana Pangea A” sería la correcta para tiempos Jurásicos, donde el NO de Africa se encuentra ubicado adyacente al margen atlántico de Norte América (Van der Voo 2005, fig.1b). Sin embargo, para el Pérmico, al reunir los continentes en Pangea A, los polos que conforman la curva de deriva polar aparente (CDPA) de Laurasia no se superponen con aquellos que conforman la CDPA de Gondwana (Fig1d, fig.1c). Se observa que el tramo que abarca desde el Carbonífero superior al Pérmico inferior de la curva de Gondwana se desplaza hacia el Este. Este desplazamiento de la curva hacia el este

se corresponde con la configuración de los continentes en Pangea B (Irving 1977, Muttoni et al. 2003, fig. 1a). La reconstrucción de Pangea A involucraría una superposición de 1000 km entre ambos continentes (Muttoni et al. 2003), magnitudes de acortamiento que no son observadas. Por este motivo, el Pérmico es un periodo crítico para resolver la evolución paleogeográfica de Pangea.

Al momento de analizar la divergencia en las CDPA's, se pueden citar numerosos trabajos (ver discusión en Domeier 2012) que tienen como objetivo demostrar la causa por la cual los polos del Gondwana se alejan hacia el este de la CDPA correspondiente a una configuración A de Pangea. La discrepancia existente entre los polos es atribuida, entre otros motivos, a contribuciones no dipolares del campo magnético, errores de inclinación en rocas sedimentarias y falta de control cronológico absoluto en los estudios realizados en regiones pertenecientes al Gondwana (Torsvik 2012, Domeier 2011). Tales motivos hacen que los polos pertenecientes al Gondwanano se tengan en consideración a la hora de hacer paleoreconstrucciones.

La ocurrencia sistemática de polos “orientales” (polos ubicados al este de la CDPA de Laurasia) demuestra la coherencia en la posición y que provienen de estudios paleomagnéticos individuales en distintas ubicaciones del Gondwana. En este trabajo se con-

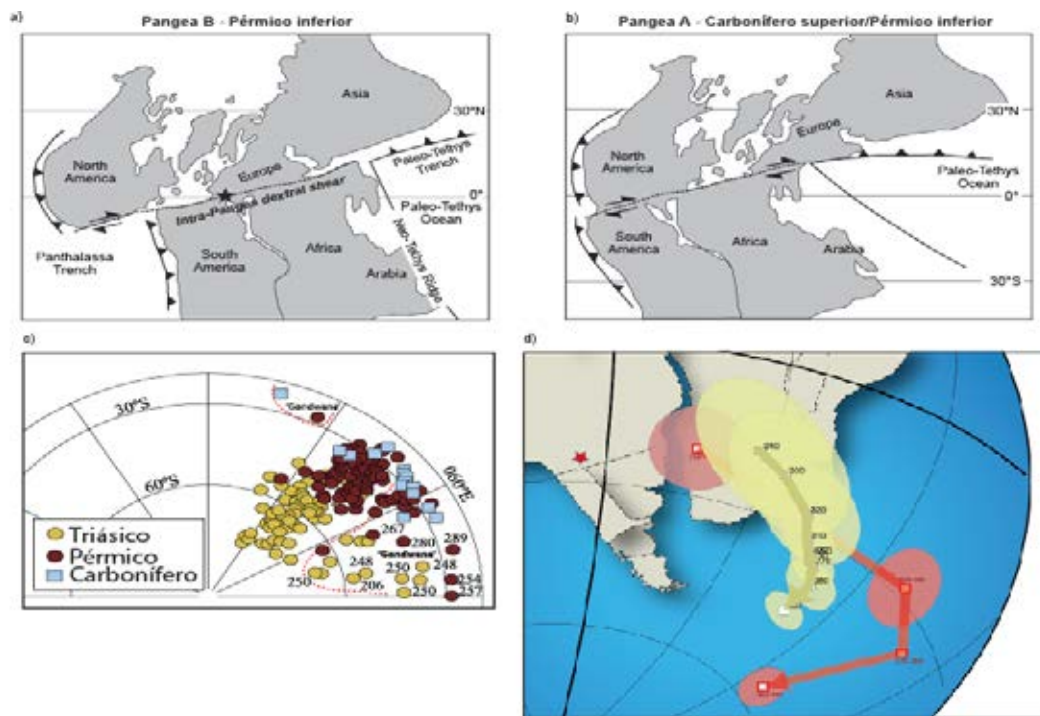


Figura 1. (a) Configuración de Pangea B después de Irving [1977] para el Pérmico inferior. (b) Configuración de Pangea A durante el Pérmico superior al Triásico. (c) Polos >200 Ma y <300 Ma, notar que los polos “gondwánicos” se ubican al este de los de Laurasia (modificado de Torsvik 2012). (d) Ploteo de la curva de Sudamérica (Tomezzoli, 2009) [rojo] y Laurasia según Cocks y Torsvik (2011) rotado a coordenadas de Sudáfrica en la configuración Pangea A [Amarillo].

sidera que estos polos orientales del Gondwana son representativos del campo magnético terrestre durante el Paleozoico superior y a partir de los mismos se demuestra como las variaciones latitudinales controlaron el tipo de sedimentación en las cuencas del Paleozoico Superior en Sudamérica.

La cuenca de Tarija ocupa parte del presente territorio argentino y boliviano, comparte su evolución con otras cuencas paleozoicas de Gondwana y acomoda alrededor de 2500m de sedimentos que abarcan edades del Carbonífero al Jurásico. Los sedimentos muestran una impronta glacial muy importante en las unidades carboníferas que hacia el Pérmico cambian a sedimentos de ambientes desérticos a cálidos (Starck 2006). En este marcado cambio facial, de condiciones de "ice-house" a "green-house" extremo, se observan condiciones climáticas de frío registradas en facies glaciales en todo Gondwana y su posterior transición a climas áridos y cálidos, registradas en facies eólicas y carbonáticas. Dicha transición ocurre en tiempos que son considerados cortos. Los últimos estudios ubican el último máximo glacial en el Bashkiriano y la posterior aridización durante el Cisuraliano (Limarino 2014).

En este trabajo proponemos que el cambio paleoclimático abrupto ocurrido entre el Carbonífero superior y el Pérmico inferior, debe tener como control de primer orden la deriva continental de Gondwana hacia latitudes más bajas. Al realizar el análisis paleolatitudinal de la Cuenca de Tarija con la CDPA propuesta para Pangea A (Torsvik 2012) observamos que no existe una deriva significativa hacia el norte al momento de la marcada transición climática (figura 1b) y que durante el Pérmico inferior, la Cuenca de Tarija estaría ocupando latitudes que entran en los cinturones climáticos húmedos asumiendo una zonación climática sencilla, factor que contrasta con las facies eólicas de clima árido observadas en el campo.

Al realizar el mismo análisis paleolatitudinal con los polos orientales que pertenecen a la CDPA de Gondwana (Tomezzoli 2009, fig. 1d) se demuestra que existe un marcado cambio latitudinal entre el Carbonífero superior y el Pérmico inferior (Figura 1b) donde Gondwana entra en el cinturón de aridez de una zonación climática sencilla. Esta llamativa deriva hacia latitudes más bajas tiene una marcada relación con las facies descritas en el campo, donde se observa una transición de facies glaciares a facies áridas y cálidas, en un periodo relativamente corto.

Como conclusión proponemos latitudes más bajas para Gondwana durante el Carbonífero superior/ Pérmico inferior, esas paleolatitudes son observadas en el registro paleomagnético de los polos llamados

"gondwánicos". Dichos polos, al igual que otros de Adria (Muttoni 2003) conducen a un arreglo paleogeográfico que difiere de clásico wegeneriano para el Pérmico inferior (Fig. 1a), no así para el Pérmico superior/ Triásico inferior donde la Pangea A ya se encuentra configurada (Domeier 2012).

Referencias

- Cocks, L. R. M., y Torsvik, T. H. (2011). The Palaeozoic geography of Laurentia and western Laurussia: a stable craton with mobile margins. *Earth-Science Reviews*, 106(1), 1-51.
- Domeier, M., Van der Voo, R., Tomezzoli, R. N., Tohver, E., Hendriks, B. W., Torsvik, T. H., y Dominguez, A. (2011). Support for an "A type" Pangea reconstruction from high fidelity Late Permian and Early to Middle Triassic paleomagnetic data from Argentina. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 116(B12).
- Domeier, M., Van der Voo, R., y Torsvik, T. H. (2012). Paleomagnetism and Pangea: the road to reconciliation. *Tectonophysics*, 514, 14-43.
- Irving, E. (1977). Drift of the major continental blocks since the Devonian. *Nature*, 270, 304-309.
- Limarino, C. O., Césari, S. N., Spalletti, L. A., Taboada, A. C., Isbell, J. L., Geuna, S., y Gulbranson, E. L. (2014). A paleoclimatic review of southern South America during the late Paleozoic: A record from ice-house to extreme greenhouse conditions. *Gondwana Research*, 25(4), 1396-1421.
- Muttoni, G., Kent, D. V., Garzanti, E., Brack, P., Abrahamsen, N., y Gaetani, M. (2003). Early Permian pangea 'B' to late Permian pangea 'A'. *Earth and Planetary Science Letters*, 215(3), 379-394.
- Starck, D., y del Papa, C. (2006). The northwestern Argentina Tarija Basin: Stratigraphy, depositional systems, and controlling factors in a glaciated basin. *Journal of South American Earth Sciences*, 22(3), 169-184.
- Tomezzoli, R. N. (2009). The apparent polar wander path for South America during the Permian–Triassic. *Gondwana Research*, 15(2), 209-215.
- Torsvik, T. H., Van der Voo, R., Preeden, U., Mac Niocaill, C., Steinberger, B., Doubrovine, P. V. y Cocks, L. R. M. (2012). Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics. *Earth-Science Reviews*, 114(3), 325-368.
- Van der Voo, R. (2005). *Paleomagnetism of the Atlantic, Tethys and Iapetus oceans*. Cambridge University Press.

ANÁLISIS ESTRUCTURAL DE LA ANTIFORMA LOMA ALTA – SIERRA DEL GIGANTE, PROVINCIA DE SAN LUIS

Carlos E. Gardini

CONICET - Departamento de Geología, Universidad Nacional de San Luis, Ejercito de los andes 950, (5700) San Luis. E-mail: gardinicarlos@gmail.com

Introducción

El sector de estudio forma parte del basamento metamórfico que constituye la sierra del Gigante, ubicada a 70 km al NO de la ciudad capital de San Luis, en los 32° 54' de latitud Sur y 66° 50' de longitud Oeste (Fig. 1a).

La sierra del Gigante constituye un bloque de basamento polideformado que alberga estructuras de diferentes magnitudes y con diseños altamente complicados, lo cual dificulta el seguimiento a la hora de realizar el mapeo e interpretar su continuidad en el subsuelo, máxime cuando el trabajo compromete actividades económicas.

El sector de análisis se halla en el centro oriental de la sierra, al sur de la localidad de La Calera y la morfología de la estructura conforma el denominado Cerro Loma Alta.

Las unidades litológicas están integradas por mármoles, esquistos cuarzo micáceos, cuarcitas y escasas dolomitas. Los mármoles poseen tonalidades grises azuladas, son muy tenaces de manera que permiten el seguimiento de las estructuras y conforman los relieves positivos más relevantes del sector. Esta unidad se halla intercalada con las demás unidades metamórficas presentes que poseen mayores desarrollos y abundancia (Gardini 1992, 1997).

La estructura interna es el resultado de cinco eventos de deformacionales, de los cuales los últimos tres se hallan muy bien definidos: Los dos primeros eventos D1 y D2 poseen direcciones variables y se hallan muy enmascarados por las deformaciones posteriores. El tercer evento D3 representa el de mayor importancia con una dirección promedio de 75° y lo suceden los dominios D4=340° y D5= 5° (Gardini 1993).

En general la sierra del Gigante muestra una sucesión de bancos calcáreos que se repite en el sector norte y hasta el centro de la sierra, sector donde se concentra la deformación y se pueden identificar las estructuras dúctiles más características. Es esta área donde se observa la mega antiforma abierta La Calera-Loma Cortada, que ocupa el área central con una semilongitud de onda de 1300m. Por efecto de la erosión, los flancos norte y sur se hallan desconectados, registrándose en la zona interna una serie de deformaciones que han sido estudiadas en detalle para entender la historia de la deformación (Gardini 1992, Gardini 1993).

El sector sur de esta estructura se ha preservado por coincidir con la zona de Loma Alta, donde en principio representa un área con buzamientos suaves al sur representados por los mármoles aflorantes que condicionan la topografía. Sin embargo el análisis de detalle refleja estructuras internas de orden mayor, que permiten definir una antiforma con geometría asimétrica con un flanco norte con buzamientos que varían entre 85° a 55° donde se registran pliegues menores apretados a volcados, asimétricos y con vergencia hacia el sur generando una sucesión de ejes inclinados al este con rumbos de 80 a 110°.

Por otra parte el sector del flanco austral muestra características muy diferentes con buzamientos suaves al sur y en apariencia constituye una maza homogénea de tipo tabular. Sin embargo el relevamiento de detalle muestra que no es ajena a las complicaciones estructurales que muestra el diseño general.

La antiforma Loma Alta (ALA) posee un rumbo general de 70° con traza axial sinuosa y los contactos muestran un diseño irregular, principalmente por la intersección de las estructuras con la topografía (Fig. 1b).

Como muestra el perfil (Fig. 1c) la geometría permite definir una antiforma asimétrica con un flanco corto al norte y uno extendido al sur, lo cual explica la mayor extensión de los afloramientos. El diseño muestra en general pliegues tipo "S", con vergencia al norte que se suaviza hacia el sur, se va adelgazando y comienza a inclinarse fuertemente, como se pudo comprobar con las perforaciones exploratorias.

A pesar de los efectos erosivos en la estructuras, el seguimiento de las estructuras planares y las relaciones de clivaje y plegamientos meso a miniscópicos permitieron definir la geometría general de la antiforma y el diseño de las estructuras menores que acompañan a la misma.

Consideraciones Finales

El mapeo de detalle y la interpretación de subsuelo se realizaron teniendo en cuenta las geometrías generales definidas en los estudios estructurales y el modelo de deformación de toda la sierra. La aplicación de la metodología a un caso particular y aplicado dio resultados muy satisfactorios, pudiéndose corroborar la geometría y permitir el seguimiento de las mismas durante la etapa de exploración.

El mapeo estructural de detalle en superficie y el análisis geométrico realizado permitió planificar la campaña de exploración y el análisis de los testigos permitió corroborar la estructura planteada con muy buena aproximación, lográndose una mayor eficiencia en la exploración y ajuste del modelo.

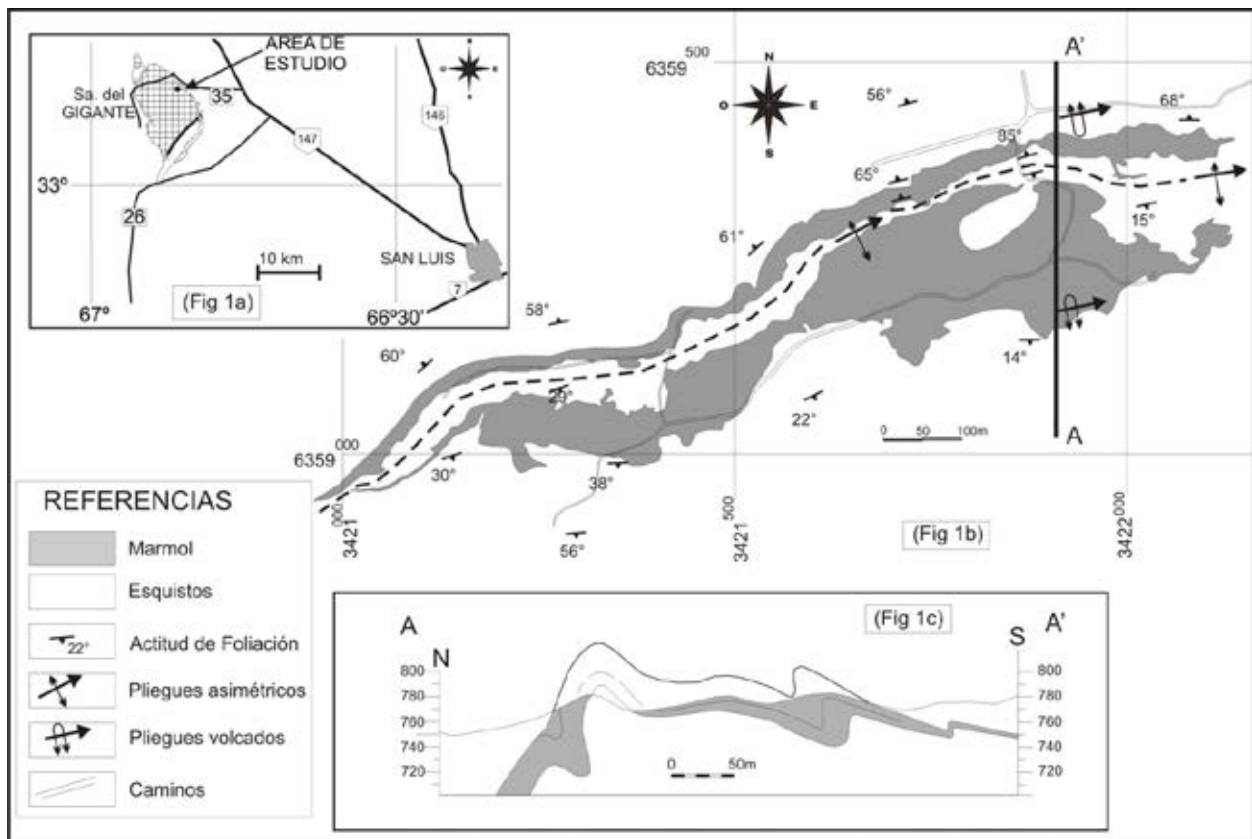


Figura 1: (a) Mapa de Ubicación (b) Mapa geológico del sector de estudio, (c) perfil transversal a la estructura

Referencias

- Gardini, C. 1992. Geología del basamento de la sierra de El Gigante, Provincia de San Luis. Tesis doctoral, Universidad Nacional de San Luis, 249 p (inédito).
- Gardini, C. 1993. La estructura Intima del Basamento de la Sierra de El Gigante, San Luis. XII Congreso Geológico Argentino T. III: 1-10, Mendoza.
- Gardini C. y Dalla Salda, L. 1997. El complejo metamórfico de la sierra de El Gigante, San Luis, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 52 (2): 132-142.

CARACTERIZACIÓN ESTRUCTURAL DEL BASAMENTO (FM. PUNCOVISCANA) EN LA ZONA DE VALLES CALCHAQUÍES, PROVINCIA DE SALTA

Mariano Hernández y Juan Rafael Franzese

Centro de Investigaciones Geológicas (CONICET-UNLP). Av. 1 n° 644, La Plata, Buenos Aires. E-mail: mhernandez@cig.museo.unlp.edu.ar

El basamento del noroeste argentino (NOA) muestra una compleja conformación tanto desde el punto de vista litológico como geocronológico y estructural a lo largo de sus extensos afloramientos (Hongn *et al.* 2010). En el sector medio del Valle Calchaquí (extremo suroeste de la Cordillera Oriental; Fig. 1A), el basamento es conocido como Formación Puncoviscana, una secuencia alternante de areniscas, pelitas y grauvacas con deformación y metamorfismo de bajo grado, de edad proterozoica-cámbrica (Mon y Salfity, 1995). Esta unidad, expuesta en parte por la inversión tectónica cenozoica de la región, aflora en núcleos de anticlinales y como grandes bloques de basamento levantados por fallas inversas de rumbo N-S a NNE-SSO, orientación dominante en la Cordillera Oriental y provincias geológicas adyacentes (Mon y Salfity 1995, Ramos 1999).

En este trabajo se presenta una descripción estructural del basamento que conforma el núcleo del anticlinal Tin Tin, un pliegue de rumbo NNE-SSO, doblemente buzante y vergencia occidental, asociado a una falla inversa que lo levanta por su vertiente occidental (Fig. 1A). En este afloramiento se describirán las estructuras principales con el fin de determinar el tipo y estilo de deformación general de la zona. Para esto, también se realizaron observaciones estructurales en los bloques de basamento más orientales (Fig. 1A).

El basamento contiene estructuras de diferentes escalas, desde fracturas de centímetros de longitud, muchas veces utilizadas como conductos para fluidos, hasta pliegues de decenas de metros de magnitud y fallas de kilómetros de longitud.

Sobre las capas estratificadas de la Formación Puncoviscana, de rumbo predominante ENE-OSO y NO-SE (Fig.1B), se midieron fracturas de decenas de centímetros a metros de escala. La gran mayoría de ellas son diaclasas, reconocidas por su estructura plumosa y, en muchos casos, con un estriado que evidencia el movimiento posterior. En menor medida se midieron venas con relleno carbonático ó cuarzoso. Como muestra la figura 1D, las diaclasas medidas a lo largo del anticlinal se disponen con diversas orientaciones, sin dirección preferencial.

Se midieron anticlinales y sinclinales, de flancos rectos y charnelas agudas, con longitudes de onda de aproximadamente 20 a 30 m (excepcionalmente 150 m). Son pliegues cerrados a abiertos con ejes de

orientación E-W y leve inclinación al Este y Oeste, y superficies axiales con muy alta inclinación (Fig. 1A y C). Asociado a sus superficie axiales se observó un dique de material carbonático, de 50 cm de espesor y Rbz 179°/66°, y también fallas inversas de escala métrica e idéntica orientación, originadas en el basamento y que se propagan hacia la cobertura sedimentaria. En otros bloques de basamento de la zona se midieron pliegues con características similares (Fig. 1A), al igual que los mencionados por Willner (1990).

Por último, se observaron fallas inversas de rumbo meridional y baja a media inclinación hacia el Este, con transporte occidental y trazas de un par de kilómetros de longitud (Fig. 1A). Generalmente se ubican en la vertiente oriental de los bloques de basamento. Estas estructuras son especialmente identificables cuando se propagan y afectan la parte basal de la cobertura sedimentaria, ya que generan un contraste litológico visible por sus coloraciones.

A partir de las observaciones y mediciones realizadas se puede concluir que la orientación y escala de los pliegues observados en la Formación Puncoviscana en el área de estudio, difieren de las mencionadas para esta unidad en gran parte del NOA, en donde se han registrado con mayor escala y con orientación aproximada N-S (Mon y Hongn, 1988, 1996). De la misma forma, no se puede determinar una relación entre la orientación de los pliegues y las estructuras dominantes (de orientación N-S) en la zona. Dentro de los pliegues, las zonas correspondientes a sus superficies axiales constituyen planos de debilidad y presentan apertura (diques) y deslizamiento (fallas), condicionando parcialmente la estructuración de la cobertura sedimentaria. A pesar de que el basamento es relativamente más competente que la cobertura sedimentaria, su diaclasamiento distribuido isotrópicamente es propuesto como debilidad estructural general que da lugar al fallamiento inverso de bajo ángulo, siguiendo los ángulos teóricos previstos por la Ley de Navier-Coulomb, con sentido y orientación sintético a las estructuras de primer orden. Estas fallas inversas de primer orden (como la asociada al anticlinal Tin Tin) también responderían al mismo mecanismo cuando no se encuentran relacionadas a la reactivación de antiguas fallas extensionales. De esta forma, el basamento debilitado constituye un marco estructural adecuado para la deformación frágil y la inversión tectónica de la zona, mediante la generación de fallas nuevas dentro del campo de esfuerzos andino.

Referencias

Hongn, F., Mon, R., Petrinovic, I., del Papa, C., Powell, J., 2010. Inversión y reactivación tectónicas cretácico-cenozoicas en el noroeste argentino: influencia de las heterogeneidades del basamento neoproterozoico-paleozoico inferior. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 66, 38–53.

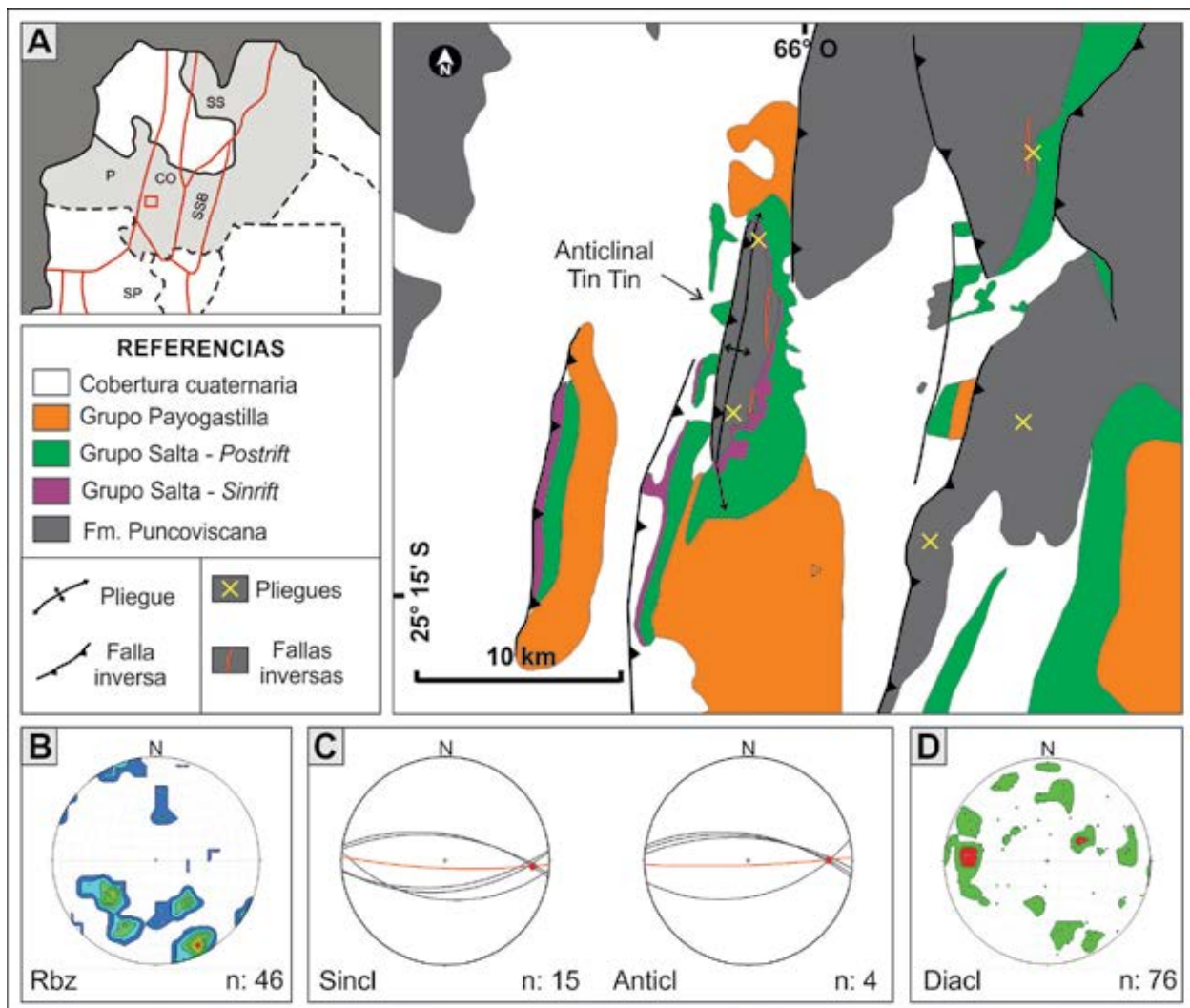


Figura 1. **A)** Provincias geológicas del NOA y ubicación del área de estudio (izquierda); mapa geológico del área de estudio (derecha). **B)** Diagrama de densidad de polos de la estratificación de la Fm. Puncoviscana. **C)** Diagramas estereográficos de pliegues en el basamento. **D)** Diagrama de densidad de polos de fracturas en el basamento.

Mon, R., Hongn, F., 1988. Caracterización estructural de la Formación Puncoviscana dentro del basamento del Norte Argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 43(1), 124-127.

Mon, R., Hongn, F., 1996. Estructura del basamento Proterozoico y Paleozoico inferior del norte argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 51, 3-14.

Mon, R., Salfity, J.A., 1995. Tectonic Evolution of the Andes of Northern Argentina. En Tankard, A.J., Suarez Soruco, R., Welsin, H.J. (Eds.), *Petroleum Basins of South America*. AAPG Memoir 62, 269-283.

Ramos, V.A., 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. En Caminos, R. (Ed.), *Geología Ar-*

gentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, *Anales* 29 (3), 41-96, Buenos Aires.

Willner A.P., 1990. División tectometamórfica del Basamento del Noroeste Argentino. En Aceñolaza, F., Miller, H. y Toselli, A.J. (Eds.), *El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino*. Serie de Correlación Geológica 4:113-159.

VETAS ASOCIADAS AL DEPÓSITO DE Cu DISEMINADO SAN PEDRO (MENDOZA): EJEMPLO DE UN SISTEMA PORFÍRICO DECLINANTE

María Silvia Japas¹, Anabel Lina Gómez^{1,2}, Nora Alicia Rubinstein¹

¹ Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales (IGeBA, CONICET-UBA). Ciudad Universitaria, Pabellón II, (1428) Ciudad Autónoma de Buenos Aires. E-mail: msjapas@gl.fcen.uba.ar

² Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires. Ciudad Universitaria, Pabellón II, (1428) Ciudad Autónoma de Buenos Aires.

El pórfiro de Cu-(Mo) San Pedro (35°21'58,6"S; 68°23'22"O) está ubicado en el Bloque de San Rafael, provincia de Mendoza. Constituye un sistema porfírico con vetas polimetálicas asociadas emplazado en rocas volcánicas de edad pérmica pertenecientes a la sección inferior del Ciclo Magmático Choiyoi, durante la etapa final de la orogenia San Rafael (Delpino *et al.* 1993, Rubinstein *et al.* 2002, Gómez y Rubinstein 2011, Japas *et al.* 2013, Gómez *et al.* 2015). La secuencia volcánica pérmica del área se compone de brechas andesíticas e ignimbritas traquiandesíticas intruídas por un cuerpo subvolcánico de composición diorítica-tonalítica (cerro San Pedro). Esta secuencia culmina con la intrusión de diques andesíticos.

El pórfiro San Pedro (cerro San Pedro) comprende una zona de alteración potásica con una asociación de feldespato potásico-(biotita)-cuarzo-magnetita con distribución penetrante y en venillas. Rodeando parcialmente el halo potásico se observa alteración propilítica con una asociación de clorita-epidoto-carbonato-tremolita-sericita-(albita) que se distribuye de forma penetrante y en venillas. La alteración filíca, de distribución irregular, está constituida por una asociación de cuarzo-illita-pirita de distribución penetrante acompañada por venillas de cuarzo-pirita con halos de illita. La mineralización diseminada está compuesta principalmente por una paragénesis de magnetita, calcopirita, molibdenita y pirita. Las vetas polimetálicas (Figura 1) presentan una paragénesis general de calcopirita-esfalerita, pirita, (Ag) tetraedrita, galena en ganga de cuarzo y carbonatos y desarrollan un halo de illita y cuarzo con subordinada pirita (Gómez *et al.* 2015).

La alteración y mineralización asociada a la etapa potásica se concentra en venillas con direcciones preferenciales ONO, NNO y ENE, controladas por una faja transpresional dextral mayor de rumbo NNO, que coincide con la estructura principal del Dominio Sur definido por Japas y Tomezzoli (2001; véase también Japas y Kleiman 2004, Kleiman y Japas 2009). En la etapa filíca, la alteración y mineralización asociadas a las vetas La Margarita, San Pedro, La Julia, es contro-

lada por fajas de deformación ONO (con arreglo interno de estructuras híbridas ENE) sobrepuestas a las estructuras de la etapa anterior. Dentro de estas fajas de deformación, particularmente en la veta Julia, se encuentran venillas tardías de cuarzo-sericita emplazadas en estructuras tensionales de rumbo NNE asociadas a fajas de deformación NS a NNO. Finalmente, las vetas de calcita póstuma representan el relleno de estructuras híbridas de rumbo principal NNO (y ONO).

El análisis cinemático-estructural indica una primera etapa en la cual las vetas se emplazaron bajo el control de la orogenia San Rafael (véase Kleiman y Japas 2009), mientras que durante la segunda las vetas de calcita póstuma presentan orientaciones acordes con las directrices post-sanrafaélicas (véase Japas y Kleiman 2004, Kleiman y Japas 2009). Esta situación confirma la relación entre los sistemas tipo pórfiro Cu y los sistemas orogénicos declinantes (Billa *et al.* 2004, Sillitoe y Hedenquist 2003, Tosdal y Richards 2001, Japas *et al.* 2013). Sin embargo, y aún cuando la mineralización de San Pedro se encuentra emplazada en concordancia con la cinemática transpresional Sanrafaélica, las vetas asociadas muestran orientaciones diferentes. Esta variabilidad debería necesariamente estar indicando la presencia de condiciones estructurales y/o físicas diferentes a lo largo de la historia de este sistema de tipo pórfiro (presión de fluidos, esfuerzo efectivo vertical y/o anisotropía de las rocas de caja).

Analizando las condiciones de esfuerzo, anisotropía y presión de fluidos para la fracturación a través de la representación de Mohr, se concluye que durante la etapa filíca, las vetas ONO y ENE se deberían haber emplazado en un escenario de presión de fluido relativamente alta, alto esfuerzo efectivo vertical (mayor profundidad de emplazamiento) y/o baja resistencia de la roca hospedante. Al tratarse de una misma roca de caja, a mayor σ'_v se reduciría la incidencia de la presión de fluido en la fracturación, y la roca anisotrópica cedería a través de la reactivación de una estructura previa de orientación favorable (en este caso, de rumbo ONO). Al disminuir σ'_v (ascenso), la incidencia de la presión de fluido se vuelve más efectiva y la fracturación se produce según estructuras tensionales (NNE) e híbridas (de cizalla extensional; N a ENE).

Las características estructurales y metalogenéticas del sistema de vetas de San Pedro revelaría el levantamiento gradual de la región durante el emplazamiento tardío-orogénico del sistema de pórfiro.

Referencias

- Billa, M., Cassard, D., Lips, A.L.W., Bouchot, V., Tourlière, B., Stein, G. y Guillou-Frottier, L. 2004. Predicting gold-rich epithermal and porphyry systems in the Central Andes with a continental-scale metallogenic GIS. *Ore Geology Reviews* 25: 39-67.
- Delpino, D., Pezzutti, N., Godeas, M., Donnari, E., Carullo, M. y Núñez, E. 1993. Un cobre porfírico pa-

- leozoico superior en el centro volcánico San Pedro, distrito minero El Nevado, Provincia de Mendoza. 12° Congrès International de la Stratigraphie et du Géologie du Carbonifère et Permien, Comptes Rendus 1: 477- 490, Buenos Aires.
- Gómez, A. y Rubinstein, N.A. 2011. Caracterización petrológica del magmatismo asociado a la mineralización del pórfiro de Cu (Mo) San Pedro, Mendoza. 18° Congreso Geológico Argentino, Actas en CD. Neuquén.
- Gómez, A., Rubinstein, N. y Valencia, V. 2015. Gondwanan magmatism with adakite-like signature linked to Cu (Mo)-porphyry deposits from the San Rafael Massif, Mendoza province, Argentina. *Chemie de Erde* 75: 89-104.
- Japas, M.S. y Kleiman, L.E. 2004. El Ciclo Choiyoi en el Bloque de San Rafael: de la orogénesis tardía a la relajación mecánica. *Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial* 7: 89–100.
- Japas, M.S. y Tomezzoli, R.N. 2001. Cinemática neopaleozoica del Bloque de San Rafael, provincia de Mendoza. 2° Simposio Argentino del Paleozoico Superior, Acta: 14. Trelew.
- Japas, M.S., Rubinstein, N.A. y Kleiman, L.E. 2013. Strain fabric analysis applied to hydrothermal ore deposits emplaced during changing geodynamical conditions (Infiernillo and Las Picazas, San Rafael Massif, Argentina). *Ore Geology Reviews* 53: 357–372.
- Kleiman, L.E. y Japas, M.S. 2009. The Choiyoi volcanic province at 34–36°S (San Rafael, Mendoza, Argentina): implications for the late Palaeozoic evolution of the southwestern margin of Gondwana. *Tectonophysics* 473: 283–299.
- Korseniewski, L., Rubinstein, N. y Gómez, A. 2012. Condiciones físico-químicas de los fluidos mineralizantes en el pórfiro de Cu San Pedro, Mendoza (Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 69: 13 -18.
- Rubinstein, N., Carpio, F. y Mallimacci, H. 2002. Las vetas polimetálicas del área del Cerro San Pedro, provincia de Mendoza, Argentina. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 263–266, Buenos Aires.
- Sillitoe, R.H. y Hedenquist, J.W. 2003. Linkages between volcanotectonic settings, orefluid compositions, and epithermal precious-metal deposits. *Special Publication of the Society of Economic Geologists* 10: 315-343.
- Tosdal, R.M. y Richards, J.P. 2001. Magmatic and structural controls on the development of porphyry Cu±Mo±Au deposits. En Richards, J.P. y Tosdal, R.M. (eds.) *Structural Controls on Ore Deposits, Reviews in Economic Geology* 14:157-181.

EMPLACEMENT OF THE LAS CHACRITAS PLUTON (SIERRA DE HUMAYA, NW ARGENTINA): MULTIPLE MATERIAL TRANSFER PROCESSES AT MID-CRUSTAL LEVEL

Mariano A. Larrovere^{1,2}, Pablo H. Alasino^{1,2}, Camilo R. de los Hoyos³, Arne P. Willner⁴

¹ Centro Regional de Investigaciones Científicas y Transferencia Tecnológica La Rioja, Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CRI-LAR-CONICET), Entre Ríos y Mendoza, 5301, Anillaco, La Rioja, Argentina. marianlarro@gmail.com; phalasio@gmail.com

² Instituto de Geología y Recursos Naturales, Centro de Investigación e Innovación Tecnológica, Universidad Nacional de La Rioja (INGeReN-CENIIT-UN-LaR). Av. Gob. Vernet y Apóstol Felipe, 5300, La Rioja, Argentina.

³ Leonidas Aguirre 67, 5500, Mendoza, Argentina. camilodlh@yahoo.com.ar

⁴ Institut für Geologie, Mineralogie & Geophysik, Ruhr-Universität, D-44780 Bochum, Germany.

The Las Chacritas pluton (LCP) is an elongated, nearly elliptical body in map-view exposed in the northern region of the Sierra de Humaya, which intruded into the medium grade metamorphic rocks of the El Portezuelo Metamorphic-Igneous Complex (EPMIC). The pluton is about 4 x 1.5 km, with a long axis trending NNW. The main plutonic unit is a light gray, equigranular, medium-grained two-mica granodiorite to tonalite. NNW-striking pluton wall contacts dip 25°-66° to the west, except for the NE part of the pluton where they dip to the east. On the margin of the pluton, a subordinate igneous unit is formed by leucocratic equigranular medium- to coarse-grained muscovite-bearing syenogranite to granodiorite. This unit occurs as concordant meter-scale sheets within the host rock, or as parallel to sub-parallel meter-scale border zones in sharp and straight internal contact with the main igneous unit of the pluton.

The host rocks are two-mica schists with a metamorphic foliation (S_2) defined by a differentiated layering that strikes NNW-SSE. At map scale, the LCP boundary is generally concordant with S_2 , which roughly drapes around the pluton, although in some parts the host rock fabric in map view is truncated by the pluton. Based on downward pluton projections, the relationships between pluton and S_2 are supposed to crisscut. Two structural domains were documented: (1) the "LCP domain" restricted to the aureole of the host rock of the pluton and (2) the "regional domain" which includes the northern region of the Sierra de Humaya, outside the LCP domain. In the LCP domain, one fold set was mapped wherein the NNW-striking foliations S_2 dip toward the ENE and WSW, suggesting

hectometre to kilometre scale local folding of S_2 . Fold axis trends lie nearly parallel to the strikes of S_2 . It is important to note that W-dipping and folding of S_2 in the northern region of Sierra de Humaya are restricted to zones near the LCP (i.e. the LCP domain). In contrast, the regional domain shows a more uniform E-dipping S_2 with an average strike and dip of 0°, 36°E, respectively. The average N-S strike of S_2 in the regional domain slightly differs from the average NNW-SSE strike in the LCP domain. The contacts between the LCP and the wall rock are intrusive, i.e. injected-type. They grade from undisturbed host rock passing through a zone defined by an increasing number of concordant sheets to the plutonic rock containing host rock xenoliths, i.e. a sheeted border zone. Locally, discordant contacts are observed. In the central-eastern part of the border zone some concordant sheets show the same deflection as the folded host rock foliation. Some irregular branch-like discordant granitic dykes crosscut S_2 through fractures and generate local meter-scale gentle folds. Symmetric lens-shaped apparent boudins of leucocratic composition are developed in the host at high angles with S_2 and the pluton-wall rock contact. Xenoliths of wall rock occur within the pluton, mainly near the contacts. Larger xenoliths (tens of meters) were recognized. Some rotated wall rock xenoliths with angular shapes are present in the leucocratic sheets and within the pluton near the contact. Disaggregation of the metasedimentary rocks is observed in the wall rock and xenoliths.

Based on field relationships between metamorphic rocks of the Sierra de Humaya and barometric calculations on migmatites of the EPMIC from nearby areas, a rough estimation of the emplacement level for the LCP is deduced. Structural continuity of the metamorphic foliation from two-mica schists into migmatites allows us to estimate depth levels. The highest calculated regional pressures of ~ 5 kbar in migmatites of the region (Larrovere *et al.* 2011) are consistent with metamorphism at about ~ 19 km of depth. Assuming this depth level for migmatites of the Sierra de Humaya, lower pressures (depth) would correspond for the two-mica schist levels. Supposing similar vertical pressure gradients, the measured crustal width between two points with parallel metamorphic foliation in migmatites and schists is 4.5 km. This means the current exposure of the LCP represents a maximum emplacement depth of ~ 14.5 km (~ 3.8 kbar) consistent with the upper part of the middle crust. Brittle and ductile deformation mechanisms in the wall rock were active during the pluton emplacement, as evidenced by field observations. Localization of late magmatic intrusions (i.e. leucocratic sheets) and xenoliths on the pluton-host rock contact suggests that these sectors are the lateral wall zones of the LCP. Intrusions associated with structures formed in the aureole (i.e. folded sheets) suggest that ductile deformation in the aureole formed prior to final solidification of the chamber (e.g. Paterson y Farris 2008).

Although magmatic fabrics provide information about emplacement in field-based studies, it is believed that the main clues for Material Transfer Processes (MTPs) come from examining the host rock around the plutons, i.e., the structural aureoles (Buddington 1959; Paterson y Fowler 1993). Documented changes in the attitude of host rock markers around the LCP (but not recorded from regional orientations) indicate a strong relationship between host rock ductile deformation and pluton emplacement. Examples include (1) local folding of the host rock layering, (2) draping of S_2 around the pluton, and (3) minor strike deflection of S_2 (NNW-SSE in LCP structural domain and N-S in regional domain). The most obvious evidence of the emplacement of the LCP is the ductile deformation observed in the structural aureole, i.e. rim folds. The lateral and upward deflections of the beds, synclines/anticlines associations, major and minor folds with sub-horizontal fold axes trending parallel to the general pluton-host rock contact, and sub-vertical fold axial planes in the structural aureole indicate that host rocks were displaced laterally with respect to the pluton. These structural features are consistent with a lateral shortening mechanism as a result of magma emplacement. Lateral transport around rising/expanding magma chambers requires compensating vertical transport, and ductile downward host rock transport relative to pluton roofs is a common process during the rise of magma (Paterson y Farris 2008). Therefore, at levels below the present exposure, downward ductile flow along pluton walls could have compensated the vertical host rock displacements during emplacement of the LCP. Because it has been widely argued that magma emplacement in the crust involves multiple MTPs (Buddington 1959; Paterson y Fowler 1993; Miller *et al.* 2009), even for a single pluton, we cannot exclude that additional emplacement mechanisms may have contributed to create sufficient room for the emplacement of the LCP. In order to evaluate the amount of displaced host rock material by lateral shortening, longitudinal strain has been estimated for the central contact aureole. The extension (ϵ) values are -0.43 (43%) on the east side and -0.22 (22%) on the west side. Thus, total shortening by folding in the structural aureole is 65%. This total aureole shortening accommodates ~ 40% of the width of the pluton, evidencing that additional MTPs are necessary to generate the remaining amount of room for the emplacement of the pluton.

Preserved wall-rock xenoliths in the contact zone, partial local truncations of S_2 and fold traces, and inferred cutting relationships between pluton and folds from upward pluton projections, are consistent with magmatic stoping. Because aureole ductile strains are insufficient (~ 40%) to accommodate the emplaced magma, we suggest that stoping could be a complementary mechanism to create the necessary space. Most of the missing host rock material from the space now occupied by part of the pluton must have been

transported downward to levels below the present exposure, as it has been postulated by several studies (e.g. Paterson y Farris 2008; Miller *et al.* 2009). Further, whole-rock geochemistry supports assimilation of crustal material during magma evolution (Larrovere *et al.* 2015). Processes of disaggregation and mixing of metasedimentary stopped blocks have been demonstrated in previous works (e.g. Clarke *et al.* 1998). Although P-T conditions at the structural level where the LCP was emplaced are compatible with dominant ductile deformation mechanisms, it has been recognized that magmatic stoping, which has historically been considered a shallow-level mechanism, may occur at all crustal levels (Miller *et al.* 2009). This assumption agrees with the observed structures described above that support concomitant fracturing and ductile deformation at this emplacement level. Even if field observations suggest that stoping was a relatively late process with respect to aureole ductile deformation, we cannot rule out the idea that stoping has operated from early stages of the magma intrusion.

References

- Buddington, A.F. 1959. Granite emplacement with special reference to North America. *Geological Society of America Bulletin* 70: 671-747.
- Clarke, D.B., Henry, A.S., y White, M.A. 1998. Exploding xenoliths and the absence of "elephants" graveyards' in granite batholiths. *Journal of Structural Geology* 20: 1325-1343.
- Larrovere, M.A., de los Hoyos, C.R., Toselli, A.J., Rossi, J.N., Basei, M.A.S. y Belmar, M.E. 2011. High T/P evolution and metamorphic ages of the migmatitic basement of northern Sierras Pampeanas, Argentina: Characterization of a mid-crustal segment of the Famatinian belt. *Journal of South American Earth Sciences* 31: 279-297.
- Larrovere, M.A., Alasino, P.H., de los Hoyos, C.R., y Willner, A.P., 2015. The Ordovician Las Chacritas pluton (Sierra de Humaya, NW Argentina): origin and emplacement triggered by lateral shortening and magmatic stoping at mid-crustal level. *International Journal of Earth Sciences* 104: 565-586.
- Miller, R.B., Paterson, S.R. y Matzel, J.P. 2009. Plutonism at different crustal levels: Insights from the ~5–40 km (paleodepth) North Cascades crustal section, Washington. En Miller, R.B., y Snoke, A.W. (eds) *Crustal Cross Sections from the Western North American Cordillera and Elsewhere: Implications for tectonic and Petrologic Processes*. Geological Society of America, Special Papers, vol. 456, pp 1-26.
- Paterson, S.R. y Farris, D.W. 2008. Downward host rock transport and the formation of rim monoclines during the emplacement of Cordilleran batholiths. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 97: 397-413.
- Paterson, S.R. y Fowler, T.K. 1993. Re-examining pluton emplacement processes. *Journal of Structural Geology* 115: 191-206.

ESTRUCTURA, CINEMÁTICA Y CONDICIONES FÍSICAS DE LA DEFORMACIÓN DE LA FAJA DE CIZALLA DÚCTIL DOBLE-VERGENTE DEL NOROESTE DE LA SIERRA DE VELASCO

Mariano A. Larrovere^{1,2}, Pablo H. Alasino^{1,2},
Edgardo G. Baldo³

¹ Centro Regional de Investigaciones Científicas y Transferencia Tecnológica La Rioja, Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CRLAR-CONICET), Entre Ríos y Mendoza, 5301, Anillaco, La Rioja, Argentina. marianlarro@gmail.com; phalasio@gmail.com

² Instituto de Geología y Recursos Naturales, Centro de Investigación e Innovación Tecnológica, Universidad Nacional de La Rioja (INGeReN-CENIIT-UNLaR). Av. Gob. Vernet y Apóstol Felipe, 5300, La Rioja, Argentina.

³ CICTERRA-CONICET-UNC, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, Avda. Vélez Sarsfield 1611, X5016C-GA, Córdoba, Argentina. ebaldo@efn.uncor.edu

La Faja de Cizalla Dúctil Señor de La Punta-El Cantadero (FCSP) representa la parte meridional de una zona de cizalla de extensión regional desarrollada en dirección NNO-SSE denominada "Faja Milonítica TIPA" (López y Toselli, 1993). Las rocas miloníticas que componen la FCSP se extienden en dirección noroeste-sureste por unos 60 km de largo y 25 km de ancho aproximadamente, abarcando la parte noroccidental de la Sierra de Velasco. En el área de estudio (20 x 15 km) la FCSP está compuesta principalmente por milonitas y protomilonitas, cuyos protolitos correspondieron mayormente a granitoides Ordovícicos, biotítico-muscovíticos, porfíricos y de grano grueso. Las milonitas son predominantes, especialmente en el sector nor-occidental (Cerro La Punta), mientras que en el sector centro y sur muestran transiciones a protomilonitas. Escasas fajas menores de ultramilonitas también fueron observadas, nunca superando los 30 centímetros de espesor. Las milonitas presentan porfiroclastos de feldespato potásico de hasta 20 cm de longitud rodeados por una matriz de grano fino a medio de mica, cuarzo y feldespato. En menor medida se observan porfiroclastos menores (~ 1 a 2 cm) de plagioclasa, biotita y granate. Las milonitas formadas a partir de granitoides porfíricos biotítico-muscovíticos presentan foliación espaciada anastomosada definida por dominios de clivaje compuestos por biotita y muscovita, y microlitones compuestos por cuarzo, microclino, plagioclasa, y en menor medida biotita y muscovita. Sillimanita, granate, y cianita se observan en el dominio estructural occidental (ver abajo).

La estructura general de la FCSP está definida por una fábrica S/C. Las variaciones observadas en la orientación de la foliación milonítica principal C permiten diferenciar tres dominios estructurales: 1- dominio oriental, posee rumbos predominantes N-S y buzamientos de medio a alto ángulo hacia el O (orientación media N350°/60°O); 2- dominio occidental, caracterizado por tener buzamientos hacia el ENE de alto a medio ángulo, mientras que el rumbo es predominantemente NNO-SSE (orientación media N346°/66°E). En la parte norte del dominio occidental los buzamientos presentan muy alto ángulo hacia el ENE y gradualmente se invierten hacia el O y OSO (dominio oriental). Por último, 3- dominio central, la foliación C tiene rumbo predominante ESE-ONO y buzamiento SSO, y en menor medida rumbo E-O y buzamiento hacia el S (orientación media N104°/62°S). Sobre los planos de foliación C se desarrollan lineaciones de objeto, tanto de minerales (biotita y muscovita) como de agregados minerales (cuarzo-feldespáticos, micáceos) y de rocas (xenolitos metasedimentarios) según la dirección de máximo estiramiento. Las mismas se orientan de forma subperpendicular al rumbo de la foliación con direcciones predominantes ENE-OSO e inmersiones hacia el OSO en el dominio oriental (dirección media 242°/58°), y direcciones E-O e inmersiones hacia el E en el dominio occidental (dirección media 86°/63°). En el dominio central las lineaciones se orientan con direcciones N-S e inmersiones al S (dirección media 169°/58°). Paralelos a la foliación de estiramiento y normales al plano de foliación C se observan a escala mesoscópica porfiroclastos tipo- σ , tipo- δ , tipo- ϕ y con formas tipo "fish", principalmente desarrollados a partir de los fenocristales de feldespato potásico del granitoide porfírico.

Las condiciones de metamorfismo fueron estimadas cualitativamente a través del análisis estructural a escala cristalina del comportamiento de los diferentes minerales ante la deformación. La recristalización total del cuarzo y parcial de los feldespatos indican condiciones mínimas del grado medio (500-650°C; Trouw et al., 2010). La recristalización dinámica por migración de límite de granos (GBM-recrystallization) interpretada en cuarzo indica un rango de temperatura aproximado de 500-700°C (Stipp et al., 2002). En los feldespatos el rango térmico de la deformación es evidenciado claramente por estructuras de núcleo y manto, como así también en la generación intragranular de zonas de granos recristalizados, indicando temperaturas mínimas de 450°C hasta temperaturas por encima de los 600°C (Tullis y Yund, 1991; Rosenberg y Stünitz, 2003; Passchier y Trouw, 2005). Adicionalmente, el tamaño de los granos recristalizados de cuarzo y feldespatos, que superan los 200 y 100 μm respectivamente son consistentes con condiciones del alto grado metamórfico (~ 650°C; Rosenberg y Stünitz, 2003; Trouw et al., 2010). Por otro lado, no se ha identificado deformación cristaloplástica en los granos de

granate, marcando que no se habrían alcanzado condiciones térmicas superiores a los 700-750°C, donde el granate empieza a manifestar deformación dúctil intracrystalina en facies de anfibolita alta y facies de granulita (Kleinschrodt y McGrew, 2000; Storey y Prior, 2005). Por lo tanto, las observaciones microestructurales permiten acotar un rango térmico para la deformación dúctil principal superior a los 500°C e inferior a los 700°C consistentes con condiciones de grado medio a alto. La presencia de sillimanita sin-cinemática confirma que las condiciones térmicas superaron los 500°C, con presiones en el campo de estabilidad de la sillimanita. La cianita es interpretada como relíctica y no estaría asociada al evento deformacional.

Estudios previos sugirieron para la zona de estudio, y en general para el flanco occidental de la Sierra de Velasco, una orientación subvertical de la foliación milonítica de la faja de cizalla TIPA, con rumbo NNO y buzamientos al E y ENE (López et al., 1996, 2007). Esta interpretación concuerda aproximadamente con los datos obtenidos en nuestro estudio para el dominio occidental de la FCSP, aunque en el dominio oriental los buzamientos se invierten hacia el O. En un perfil ENE-OSO la faja de cizalla presenta una estructura en flor o abanico con buzamientos de alto ángulo en su núcleo que van decreciendo a ambos lados hacia la parte externa de la estructura. Por lo tanto, la FCSP muestra una doble vergencia en su estructura principal definida por la orientación contrapuesta de la foliación milonítica en los dominios oriental y occidental. Por otro lado la orientación de la foliación milonítica en el dominio central está vinculada directamente a una fase deformacional post-milonítica relacionada a la intrusión del Plutón San Blas, como queda evidenciado por el cambio brusco en la orientación de la foliación milonítica regional que varía de N-S/NNO-SSE a E-O/ESE-ONO siguiendo la dirección del contacto intrusivo.

El análisis dinámico a partir de las lineaciones minerales e indicadores cinemáticos muestra para el dominio oriental movimientos inversos del techo hacia el ENE. En el dominio occidental, donde los buzamientos son hacia el ENE, la interpretación cinemática indica predominantemente desplazamientos inversos del techo hacia el O. Los movimientos inversos en ambos dominios pueden vincularse a la generación de fajas de cizalla dúctil conjugadas asociadas a un régimen de esfuerzos compresivos de dirección general de acortamiento O-OSO/E-ENE. La estructura doble-vergente con desplazamientos de los bloques en contrasentido revela la existencia de fajas de cizalla conjugadas de carácter inverso en niveles dúctiles de la corteza. La estructura en abanico descrita para la FCSP representaría una zona "raíz" de la corteza media donde se nuclea la deformación y desde la cual divergen hacia niveles superiores fajas de cizalla discretas con vergencia opuesta que definen un sistema conjugado de fajas de cizallamiento, como ha sido interpretado ampliamente en perfiles estructurales de orógenos anti-

guos y actuales. Geotectónicamente, la FCSP estaría vinculada a nivel regional a otras fajas de cizalla dúctil con similitudes estructurales y cinemáticas, reconocidas en Sierras Pampeanas, Cordillera Oriental y Puna, y relacionadas a la tectónica convergente con alto ángulo de oblicuidad correspondiente al Orogénio Famatiniano, principalmente a sus fases deformacionales sin- a post-climax orogénico.

Referencias

- Kleinschrodt, R. y McGrew, A. 2000. Garnet plasticity in the lower continental crust: implications for deformation mechanisms based on microstructures and SEM-electron channeling pattern analysis. *Journal of Structural Geology* 22 (6): 795-809.
- López, J.P. y Toselli, A.J. 1993. La faja milonítica TIPA: faldeo oriental del Sistema de Famatina, Argentina. En Congreso Geológico Argentino, No. 12: 39-42. Mendoza.
- López, J.P., Durand, F.R. y Toselli, A.J. 1996. Zonas de cizalla en el flanco noroccidental de la sierra de Velasco, La Rioja, Argentina. En Congreso Geológico Argentino, No. 13: 179-185. Buenos Aires.
- López, J.P., Grosse, P. y Toselli, A.J. 2007. Faja de Deformación La Horqueta, Sierra de Velasco, Sierras Pampeanas, NO de Argentina: petrografía, geoquímica, estructuras y significado tectónico. *Estudios Geológicos* 63 (2): 5-18.
- Passchier, C.W. y Trouw, R.A.J. 2005. *Microtectonics*. Springer, 289 p. Berlín.
- Rosenberg, C.L. y Stünitz, H. 2003. Deformation and recrystallization of plagioclase along a temperature gradient: an example from the Bergell tonalite. *Journal of Structural Geology* 25 (3): 389-408.
- Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R. y Schmid, S.M. 2002. The eastern Tonale fault zone: a natural laboratory for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700 °C. *Journal of Structural Geology* 24 (12): 1861-1884.
- Storey, C.D. y Prior, D.J. 2005. Plastic deformation and recrystallization of garnet: A mechanism to facilitate diffusion creep. *Journal of Petrology* 46 (12): 2593-2613.
- Trouw, R.A.J., Passchier, C.W. y Wiersma, D.J. 2010. *Atlas of Mylonites - and related microstructures*. Springer, 322 p. Heidelberg.
- Tullis, J. y Yund, R.A. 1991. Diffusion creep in feldspar aggregates: experimental evidence. *Journal of Structural Geology* 13 (9): 987-1000.

APLICACIÓN DE LOS CONCEPTOS DE SUPERESTRUCTURA E INFRAESTRUCTURA AL COMPLEJO METAMÓRFICO DE LAS SIERRAS PAMPEANAS DE CÓRDOBA

Roberto D. Martino y Alina B. Guerreschi

Departamento de Geología Básica, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba (UNC), CICTERRA (CONICET-UNC) y CIGEA (FCEFYN-CNEA), Córdoba. Av. Vélez Sarsfield N° 1611, Córdoba (X5016GCA). E-mail: rdmartino@com.uncor.edu.

Las Sierras Pampeanas de Córdoba constituyen el grupo más oriental de la provincia geológica argentina de Sierras Pampeanas, integradas por un sector central (Sierras de Córdoba) y uno norte (Sierra Norte), aflorando mayoritariamente un complejo metamórfico de grado medio a alto en las primeras y un inmenso batolito granitoide con colgajos de bajo y alto grado, en el segundo. Desde el punto de vista estructural, el complejo metamórfico de las Sierras de Córdoba fue estudiado por primera vez por Dalla Salda (1984). Martino y Guerreschi (2014 y bibliografía citada allí) describen detalladamente e interpretan la estructura neoproterozoica-paleozoica inferior de este complejo metamórfico integrando las Sierras de Córdoba y Norte. El complejo metamórfico está formado por una serie de dominios litológicos y estructurales separados por zonas de cizalla dúctil y con intercalaciones de rocas máficas y ultramáficas intensamente deformadas. Estos dominios se pueden organizar siguiendo los conceptos de superestructura e infraestructura. Estos son términos históricos que se utilizaron en la primera mitad del siglo XX (Wegmann 1935, Haller 1956) para enfatizar contrastes en el estilo estructural y el grado metamórfico entre los niveles tectónicos superiores e inferiores en las zonas orogénicas. La superestructura representa el nivel superior de bajo grado, caracterizado por estructuras verticales (pliegues rectos), mientras que la infraestructura representaría el nivel inferior, de alto grado y migmatítico, con estructuras esencialmente subhorizontales (plegamiento recumbente). Generalmente una zona de despegue se encuentra entre ambas. El concepto de niveles estructurales de Mattauer (1976) integra la superestructura y la infraestructura en su definición de Nivel Estructural Inferior. Esta antigua nomenclatura ha sido revitalizada por Beaumont *et al.* (2001, 2004) y Culshaw *et al.* (2006).

En el orógeno Pampeano, a escala regional, se puede establecer una transición (Aceñolaza y Toselli 1976, Aceñolaza *et al.* 1983, Willner 1990, Piñán Llamas y Simpson 2006, Martino *et al.* 2009), de norte a sur, entre la formación Puncoviscana y las rocas de las Sierras Pampeanas Orientales que van desde rocas no metamorfizadas (turbiditas), a equivalentes

de grado metamórfico bajo a medio (filitas, metagrauvacas, esquistos micáceos y esquistos bandeados) y alto (gneises y migmatitas). Estructuralmente, se pasaría de una superestructura (dominio Puncoviscano, *sensu lato*) a una infraestructura (dominio Pampeano, *sensu lato*). En las Sierras Pampeanas de Córdoba, afloran rocas del dominio Pampeano pertenecientes mayoritariamente a la infraestructura, con restos dispersos de la superestructura. Teniendo en cuenta el estilo estructural y grado metamórfico, se pueden identificar siete grandes unidades litológicas-estructurales. Las rocas pertenecientes a la superestructura se disponen de manera marginal a los cuerpos de sierra y sistemáticamente en su borde occidental [(1) unidades de bajo grado de la Sierra Norte Occidental, (2) filitas de Pocho (Formación La Mermela), (3) esquistos y gneises Mojigasta, (4) esquistos de Altautina y (5) esquistos bandeados Tuclame]. Con respecto a la infraestructura, en la Sierra Norte tiene una disposición en fajas en la zona oriental [(6) unidades de medio-alto grado de la Sierra Norte Oriental], mientras que en las Sierras de Córdoba tiene una disposición central dominante [(7) gneises y migmatitas (metatexitas-diatexitas) de grado medio-alto].

En las unidades de la superestructura, se reconocen relictos del plano S_0 , clivaje, esquistosidad, plegamiento similar y *kink-bands*. En la infraestructura, la principal estructura es una foliación metamórfica estratiforme, de distribución regional, posteriormente retrabajada formando pliegues en vaina, pliegues isoclinales oblicuos y pliegues reclinados. Todas estas estructuras habrían sido producidas por deformación no coaxial, con distinto grado de intensidad, dando como resultado final una fábrica penetrativa B (plegada) + S (planar), reconocible a todas las escalas de observación, generada en los niveles medios de la corteza neoproterozoica-paleozoica inferior.

En la Sierra Norte, tanto las rocas de la superestructura como de la infraestructura se encuentran como septos y colgajos dispersos, con contactos intrusivos, dentro de los cuerpos ígneos dominantes. Hasta el momento, no se ha hallado ninguna transición o contacto entre rocas de ambos niveles estructurales. En las Sierras de Córdoba, las relaciones entre la superestructura e infraestructura son más complejas y se producen a través de contactos transicionales o, más comúnmente, tectónicos. Basados en el grado metamórfico, el orden sería: filitas La Mermela, esquistos y gneises Mojigasta, y gneises y migmatitas de grado medio-alto. Entre las dos primeras litologías existe una relación de transición en la Sierra de Pocho, en la cual el clivaje se transforma en una esquistosidad asociada a una blástesis progresiva de biotita y a la aparición de un bandeo metamórfico. Entre los esquistos y gneises Mojigasta y la infraestructura el contacto es tectónico, estando esta última cabalgada a lo largo de la faja de deformación Pachango. Los esquistos y gneises Mojigasta están en contacto

tectónico con los esquistos de Altautina, y estos últimos se correlacionan con los esquistos bandeados Tuclame. No se ha hallado hasta ahora ninguna transición entre estos últimos y las otras unidades de la superestructura, pero sí con las de la infraestructura. En el área de El Pilón, al norte del Macizo San Carlos, las metatexitas poseen *resisters* de los esquistos bandeados Tuclame y, a su vez, ambas litologías están como xenolitos en el cuerpo del granito anatético El Pilón. Es decir que se encuentra una transición entre niveles de composición adecuada que se funden parcialmente generando migmatitas y niveles infusibles más cuarzosos que forman los *resisters*.

No se dispone de una geocronología precisa de los eventos metamórficos y de deformación en los esquistos bandeados Tuclame y sus equivalentes de Altautina. Las evidencias geológicas regionales muestran una transición entre esquistos bandeados y rocas filíticas de la formación Puncoviscana en el Noroeste Argentino, equivalente somero de afloramientos más profundos representados por las Sierras Pampeanas. Martino *et al.* (2009) propusieron la hipótesis de que los esquistos bandeados serían la evolución más antigua de la orogenia Pampeana (etapa Pampeana Temprana) y representarían distintos niveles estructurales de ese orógeno del Neoproterozoico–Paleozoico temprano. Los eventos de migmatización y emplazamiento de granitoides anatéticos serían una etapa Pampeana Tardía del Paleozoico Temprano, si bien se reconocen núcleos migmáticos más antiguos.

La evolución de la superestructura y la infraestructura del complejo metamórfico de las Sierras Pampeanas de Córdoba se correspondería con eventos más vastos ocurridos en la Plataforma Sudamericana durante el Neoproterozoico-Paleozoico inferior. A esa escala, Brito Neves y Fuck (2013) reconocen dos grandes dominios, con historias evolutivas distintivas, el Amazónico y el extra-Amazónico o Brasileño; las Sierras Pampeanas de Córdoba pertenecerían al primer dominio, marginadas al oeste por el cratón Pampia. El orógeno Pampeano habría evolucionado durante un extenso lapso (~640-510 Ma), que coincidiría con los llamados Eventos Tardíos del Ensamble Brasileño (~850-480 Ma).

Referencias

Aceñolaza, F.G. y Toselli, A.J. 1976. Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico inferior del Noroeste Argentino. Memoria del 2° Congreso Latinoamericano de Geología 2: 755-764, Caracas.

Aceñolaza, F.G., Miller, H. y Toselli, A. 1983. Las rocas cristalinas de la Sierra de Ancasti en el contexto de las Sierras Pampeanas Septentrionales. En Aceñolaza, F.G., Miller, H., Toselli, A. (eds.), Geología de la Sierra de Ancasti. Münstersche Forschungen zur Geologie und Paläontologie 59. Münster, Germany, pp. 251–254.

Beaumont, C., Jamieson, R. A., Nguyen, M. H. y Lee, B. 2001. Himalayan tectonics explained by extrusion of a low-viscosity crustal channel coupled to focused surface denudation. *Nature* 414: 738–742.

Beaumont, C., Jamieson, R. A., Nguyen, M. H. y Medvedev, S. 2004. Crustal channel flows: 1. Numerical models with applications to the tectonics of the Himalayan–Tibetan orogen. *Journal of Geophysical Research – Solid Earth* 109: B06406, doi: 10.1029/2003JB002809.

Brito Neves, B.B. y Fuck, R.A. 2013. Neoproterozoic evolution of the basement of the South - American platform. *Journal of South America Earth Sciences* 47:72-89.

Culshaw, N. G., Beaumont, C. y Jamieson, R. A. 2006. The orogenic superstructure-infrastructure concept; revisited, quantified, and revived. *Geology* 34, 733–736.

Dalla Salda, L. 1984. La estructura íntima de la Sierra de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 39 (1-2): 38-51.

Haller, J. 1956. Probleme der Tiefentektonik: Bauformen im Migmatit Stockwerk der Ostgrönländischen Kaledoniden. *Geologische Rundschau* Band 45, S. 159-167.

Martino, R.D., Guerreschi, A.B. y Sfragulla, J.A. 2009. Petrology, structure and tectonic significance of the Tuclame banded schists in the Sierras Pampeanas of Córdoba and its relationship with the metamorphic basement of Northwestern Argentina. *Journal of South America Earth Sciences* 27: 280-298.

Martino, R. D. y Guerreschi, A. B., 2014. La estructura neoproterozoica-paleozoica inferior del complejo metamórfico de las Sierras de Córdoba. En Martino, R.D. y Guerreschi, A.B. (eds.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Córdoba, Relatorio del 19° Congreso Geológico Argentino, I-A-2: 95-128, Asociación Geológica Argentina, Córdoba.

Piñán-Llamas, A. y Simpson, C. 2006. Deformation of Gondwana margin turbidites during the Pampean orogeny, north-central Argentina. *Geological Society of America Bulletin* 118: 1270–1279.

Wegmann, C.E. 1935. Zur Deutung der Migmatite, *Geologische Rundschau*, Band 26, S. 305-350.

Willner, A.P. 1990. División tectonometamórfica del basamento del Noroeste argentino. En Aceñolaza, F., Miller, H. y Toselli, A. J. (eds.), El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino. Serie Correlación Geológica, 4: 113–159.

FÁBRICA B (PLEGADA) + S (PLANAR) EN EL COMPLEJO METAMÓRFICO NEOPROTEROZOICO-PALEOZOICO INFERIOR DE LAS SIERRAS PAMPEANAS DE CÓRDOBA

Roberto D. Martino y Alina B. Guerreschi

Departamento de Geología Básica, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales (FCEFYN), Universidad Nacional de Córdoba (UNC), CICTERRA (CONICET-UNC) y CIGEA (FCEFYN-CNEA), Córdoba. E-mail: rdmartino@com.uncor.edu.

En el orógeno Pampeano, a escala regional, se reconoce una transición de norte a sur, más o menos continua, entre la formación Puncoviscana y las rocas de las Sierras Pampeanas Orientales. Estas varían desde rocas no metamorfizadas (turbiditas), a rocas equivalentes de grado metamórfico bajo a medio (filitas, metagrauvascas, esquistos micáceos y esquistos bandeados) y alto (gneises y migmatitas).

Estructuralmente, habría una transición de una superestructura (dominio Puncoviscano, *sensu lato*) a una infraestructura (dominio Pampeano, *sensu lato*). A la latitud de las Sierras Pampeanas de Córdoba, afloran esencialmente rocas del dominio Pampeano, pertenecientes mayoritariamente a la infraestructura, con restos dispersos de la superestructura (Martino y Guerreschi 2014). En las unidades de la superestructura, se reconocen relictos del plano S_0 , clivaje, esquistosidad, plegamiento similar y *kink-bands*. En la infraestructura, la principal estructura es una foliación metamórfica estratiforme (p. ej., Wynne-Edwards 1963), de distribución regional, posteriormente retrabajada formando distintos tipos de pliegues por cizalla. El resultado final es una fábrica penetrativa B (plegada) + S (planar).

En la superestructura, un ejemplo de esta fábrica a escala del afloramiento se observa en los esquistos bandeados Tuclame (Martino *et al.* 2009), al noroeste de las Sierras de Córdoba. La estructura mesoscópica más conspicua de estas rocas es un bandeo composicional S_2 marcado por capas ricas en cuarzo y capas ricas en micas. Es un bandeo tectónico producido por procesos de disolución por presión durante un evento compresivo. Este bandeo registra una dispersión alrededor de un eje de fábrica $N 352^\circ/17^\circ$ y un plano medio de $N 353^\circ/54^\circ O$, interpretado como los ejes y plano axial S_3 de pliegues mayores. La foliación S_3 que es una esquistosidad de plano axial oblicua a S_2 , formada por la orientación preferente de cuarzo, biotita, muscovita y plagioclasa. S_3 no oblitera al bandeo S_2 a escala mesoscópica, pero lo reorienta completamente a escala microscópica, mediante recristalización y disolución por presión. Hacia el oeste, los pliegues se cierran hasta quedar como pliegues intrafoliares, generando una fábrica B + S penetrativa,

indicando una intensificación de la deformación hacia el oeste.

En la infraestructura, en la Sierra Norte Oriental, un ejemplo de esta fábrica se reconoce en el paraje Pozo del Macho, donde aflora un colgajo de metamorfitas de grado medio-alto en el basamento granitoide de la Sierra de Sumampa (Martino y Guerreschi 2004). Está formado por gneises cuarzo-biotíticos bandeados, intercalados con metacuarcitas, rocas calcosilicáticas y un granito porfírico foliado. La foliación metamórfica S_2 varía entre $N 330^\circ/25^\circ E$ y $N 80^\circ/30^\circ N$, y presenta dominios planares y plegados alternantes a escala del centímetro, definiendo una fábrica B + S. Los pliegues del dominio B tienen planos axiales S_3 paralelos a S_2 y son asimétricos tipo S, mirando al sur, e intrafoliares con ejes $N 10^\circ/32^\circ-35^\circ$, que definen una lineación sobre S_2 paralela a una lineación mineral de biotita. Los indicadores cinemáticos permiten deducir movimientos inversos, con dirección de transporte tectónico hacia $N 190^\circ$, producto de una deformación no coaxial constriccional, ligada a una tectónica contraccional, sin a posmetamórfica, de grado medio-alto.

En los gneises y migmatitas (metatexitas-diatexitas) de grado medio-alto dominantes en la infraestructura de las Sierras de Córdoba, la foliación metamórfica S_2 fue retrabajada por una intensa deformación dúctil no coaxial que generó pliegues en vaina, oblicuos e isoclinales de escalas hectométricas a kilométricas, con planos axiales S_3 . En lugares donde la deformación fue intensa, estos dos planos son paralelos ($S_2 = S_3$). Además, en algunos afloramientos, se observa que estos pliegues están replegados generando una foliación S_4 . Estas foliaciones integran la fábrica B + S regional. Esta fábrica es detectable a distintas escalas de observación, desde la escala del mapa como en Cañada de Alvarez, hasta la escala del afloramiento como en las migmatitas estromatíticas de Santa Rosa, indicando una invariancia bajo escala notable (Skrogatz 1994). En Cañada de Alvarez (Martino y Guerreschi 2004), se reconocen tres pliegues de longitud de onda de un kilómetro y amplitudes de ~500 metros, en un conjunto sinformal-antiformal-sinformal. El más evidente y mejor expuesto es el sinforme de la Sierra Blanca, en el que predominan mármoles calcolomíticos asociados a gneises biotíticos granatíferos con intercalaciones de anfibolitas, con foliación metamórfica de alto grado S_2 . La estructura principal es un sinforme isoclinal volcado, con plano axial S_3 buzante hacia el este ($N 336^\circ/20^\circ E$) y eje general con dirección e inmersión hacia el sudeste ($N 134^\circ/24^\circ$). Los ejes de los antiformales-sinformales asociados se van horizontalizando hacia el este, donde los afloramientos quedan cubiertos por los sedimentos modernos del valle de La Cruz. Sobre el plano S_2 , se reconoce una lineación mineral formada por ristras de granate en los gneises y por diópsido en los mármoles. Esta lineación se dispersa en un círculo máximo, al igual que el eje de pliegues intrafoliares oblicuos con pla-

nos axiales S_3 paralelos a S_2 . El contraste reológico de los gneises biotíticos granatíferos con intercalaciones de anfibolitas habría producido en éstos una fuerte fábrica planar, en contraste con la parte más rica en mármoles en la que se habrían generado pliegues isoclinales oblicuos. Ambas fábricas están en el mismo grado metamórfico por lo que se trata de un excelente ejemplo de fábrica B + S. En general, en los gneises y metatexitas de las Sierras de Córdoba, la foliación metamórfica S_2 está definida por un bandeo composicional, dado por la alternancia de capas micáceas y capas cuarzo-feldespáticas, mientras que en las diatexitas está formada por la orientación de biotita principalmente y, en menor grado, por la orientación de los feldespatos. En los mármoles, la foliación S_2 coincide con la distribución en capas de los accesorios, mientras que en los gneises calcosilicáticos y anfibolitas coincide con el bandeo composicional y distribución en capas. La foliación S_2 coincide también con los límites litológicos, principalmente de las últimas litologías mencionadas. A este conjunto de observaciones se lo integra en el concepto de foliación estratiforme. La tendencia regional de la foliación S_2 en las Sierras de Córdoba, cartografiada mediante su traza, tiene un rumbo predominante NNO, con buzamientos hacia el este. En algunos lugares, se dispone en dirección este o en forma sigmoidal remedando fábricas tipo S-C regionales o en abanico. En el extremo sur de la Sierra Chica y en el margen oriental de la Sierra de Comechingones, se reconocen estructuras dómicas a escala del mapa. En general, los ejes de los pliegues en vaina tipo 'a' están dirigidos principalmente hacia el SSO (N 140°-170°), con inclinaciones en el mismo sentido (70°-20°). Los pliegues en vaina tienen rumbos NNO, con inclinaciones en ambos sentidos entre 10 y 50°. Los pliegues isoclinales oblicuos se encuentran orientados casi al este, con inmersiones en el mismo sentido. Las principales litologías marcadoras de esta deformación son los mármoles y rocas ultramáficas serpentinizadas que se disponen en fajas flamiformes de uno o varios cuerpos, según el plano de flujo de la foliación estratiforme S_2 , o formando estructuras plegadas, marcando con su plano axial la foliación S_3 . Ambas foliaciones se integran en la fábrica regional B + S. Esta fábrica tiene la misma paragénesis tanto en los dominios plegados como en los dominios planares, ya que en el plano S_3 sólo se observan cambios texturales (fibrolitización de sillimanita prismática).

Integrando todas las estructuras que han actuado como marcadores de la deformación, se puede interpretar la siguiente evolución general para la infraestructura de las Sierras de Córdoba. Se habría partido de una foliación estratiforme S_2 generada durante el metamorfismo principal M2 y la fase de deformación D2 de la orogenia Pampeana, con una orientación general probablemente subhorizontal. Inmediatamente después del pico metamórfico y casi a las mismas condiciones de temperatura, se habría producido una

intensa deformación dúctil no coaxial D3 que generó una familia de pliegues en vaina en lugares donde la deformación sobre el eje Y era neutra (deformación plana); cuando sobre este mismo eje se produjo compresión (deformación constriccional), se generaron pliegues isoclinales oblicuos. La fábrica general resultante es de tipo B + S regional. Esta es la fábrica estructural principal (*structural grain*) del orógeno Pampeano a esta latitud.

A modo conclusivo y como hipótesis de trabajo, se puede deducir que la infraestructura y la superestructura de los niveles medios de la corteza neoproterozoica-paleozoica inferior de las Sierras Pampeanas de Córdoba habrían sido deformadas de manera no coaxial, con distinto grado de intensidad, generando fábricas B + S a distintas escalas de observación, tanto para la Sierra Norte como para las Sierras de Córdoba. Se observa una divergencia en la infraestructura: en las Sierras de Córdoba, el eje X de deformación finita tiene una orientación general noreste (~N 40°), mientras que en la Sierra Norte tiene una orientación aproximadamente norte (~N 10°). No se ha podido evaluar si se trataría de dos direcciones de cizalla distintas, que signifiquen diferentes cinemáticas de la deformación orogénica, o si hubo un desacomodo por las tectónicas posteriores.

Referencias

- Martino, R.D. y Guerreschi, A.B. 2004. Estructura de las Metamorfitas de Pozo del Macho, Sierra de Ambar-gasta, Santiago del Estero. Avances en Microtectónica y Geología Estructural. Asociación Geológica Argentina. Serie D: Publicación Especial N°7: 131-136.
- Martino, R.D., Guerreschi, A.B. y Sfragulla, J.A. 2009. Petrology, structure and tectonic significance of the Tuclame banded schists in the Sierras Pampeanas of Córdoba and its relationship with the metamorphic basement of Northwestern Argentina. *Journal of South America Earth Sciences* 27: 280-298.
- Martino, R. D. y Guerreschi, A. B., 2014. La estructura neoproterozoica-paleozoica inferior del complejo metamórfico de las Sierras de Córdoba. En Martino, R.D. y Guerreschi, A.B. (eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Córdoba*, Relatorio del 19° Congreso Geológico Argentino, I-A-2: 95-128, Asociación Geológica Argentina, Córdoba.
- Skrogatz, S. 1994. *Nonlinear Dynamics and Chaos*. Addison Wesley. New York. 498 p.
- Wynne-Edwards, H.R. 1963. Flow folding. *American Journal of Science* 261 (9): 793-814.

EL COMPLEJO METAMÓRFICO DE LAS SIERRAS PAMPEANAS DE CÓRDOBA: ¿UN CANAL DE FLUJO EN LA INFRAESTRUCTURA?

Roberto D. Martino y Alina B. Guerreschi

Departamento de Geología Básica, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales (FCEFyN), Universidad Nacional de Córdoba (UNC), CICTERRA (CONICET-UNC) y CIGEA (FCEFyN-CNEA), Córdoba. rdmartino@com.uncor.edu, aguerreschi@efn.uncor.edu

Las Sierras Pampeanas de Córdoba constituyen el grupo más oriental de la provincia geológica argentina de Sierras Pampeanas. Están integradas mayoritariamente por un complejo metamórfico de grado medio a alto, con fajas marginales de bajo grado. El complejo metamórfico está formado por una serie de dominios litológicos y estructurales separados por zonas de cizalla dúctil, con intercalaciones de rocas máficas y ultramáficas intensamente deformadas. Estos dominios se pueden organizar siguiendo los conceptos de superestructura e infraestructura (Martino y Guerreschi 2014). Dominantes en la porción central de las sierras, se encuentran dos macizos migmatíticos, el Macizo San Carlos y el Grupo Yacanto, de más de 1000 Km² de extensión, de edades proterozoico superior – paleozoico inferior, separados por el batolito de Achala de edad devónica. Además, existen otros macizos migmatíticos menores, periféricos a los mayores, como Yerba Buena, Corral de Carnero, El Diquecito, Las Palmas, La Aguadita y otros (Guerreschi y Martino 2014). La tendencia estructural regional (*structural grain*) es una foliación metamórfica S_2 penetrativa orientada NNO a NO, buzante al este. Se reconocen dentro de esta foliación grandes pliegues por cizalla.

Una interpretación general para las Sierras de Córdoba, basada en datos petrológicos, estructurales y geocronológicos, es que se habría partido de una foliación estratiforme generada durante el metamorfismo principal M2 y la fase de deformación D2, con una orientación media probablemente subhorizontal. Inmediatamente después del pico metamórfico y casi a las mismas condiciones de temperatura, se habría producido una intensa deformación no coaxial D3 que genera una familia de pliegues en vaina en lugares donde la deformación sobre el eje Y es neutra (deformación plana); cuando sobre este mismo eje se produce compresión (deformación constriccional), se generan pliegues isoclinales oblicuos. Muchas veces, en una misma zona (p. ej., mármoles en Quilpo, granulitas calcosilicatadas en el Macizo San Carlos), se reconocen tanto pliegues en vaina incipientes como pliegues isoclinales oblicuos, sugiriendo el paso de una deformación plana a una constriccional. En una primera aproximación, esto es típico de una zona de

intenso flujo de materiales con reologías muy contrastadas. La fábrica general producida por esta deformación no coaxial es de tipo B + S, cuyo representante más conspicuo, a escala del mapa, es Cañada de Álvarez y, a escala de afloramiento, son las migmatitas estromatíticas de Santa Rosa. Esta interpretación está basada principalmente en fábricas de tipo B (plegamiento a distinta escala), que son las más adecuadas para definir la geometría de la deformación junto a estructuras planares y lineales. Una observación general indica que las lineaciones metamórficas tienen un ángulo de cabeceo alto con las foliaciones que las contienen.

Mediante el análisis estructural integrado del complejo metamórfico de mediano a alto grado de las Sierras Pampeanas de Córdoba, se postula que se trataría de una gran zona de cizalla con una fuerte deformación no coaxial, que en lugares comprobados tiene una tectónica de tipo plana a constriccional.

El grado metamórfico general se mantiene siempre dentro del alto grado, con transiciones poco marcadas al grado medio y bien marcadas por contactos tectónicos o transicionales al grado bajo, estos últimos casi siempre en la periferia, en afloramientos de tipo lineal o en fajas, o en la parte central del orógeno como grandes xenolitos irregulares a modo de colgajos dentro de las migmatitas regionales.

Sintéticamente puede decirse que, con una disposición central a las sierras y disminuyendo hacia ambos flancos, se reconoce un gran volumen de rocas fundidas de la corteza media (macizos migmatíticos mayores y menores), dentro de un encajonante no fundido, en altas condiciones de ductilidad, que registra internamente una intensa deformación no coaxial. Esta deformación sugiere un flujo generalizado de todo el conjunto, en el que se registran dos eventos migmatíticos: uno inicial (metatexitas) y otro, mientras se moviliza el conjunto, por descompresión (diatexitas). Se propone que estas características serían asignables al funcionamiento de un canal de flujo (*flow channel*) en la corteza media durante la orogenia Brasileña - Pampeana. Esta interpretación apoyaría fuertemente una hipótesis colisional para la geotectónica general postulada para esta región (Ramos *et al.* 2014). Se trataría de una evolución muy extendida en el tiempo, comenzando aproximadamente a los 588 Ma pero fosilizada posteriormente a los 540 Ma durante el cierre del ciclo orogénico Brasileño. Ejemplos análogos, a la deformación e interpretación de la corteza media de las Sierras de Córdoba propuesta aquí, han sido descriptos para orógenos antiguos como las Wet Mountains proterozoicas de Colorado y orógenos activos del Terciario como el Himalaya y el Karakorum (Law *et al.* 2006, Mukherjee y Koyi 2010, Searle 2013).

Referencias

Guerreschi, A.B. y Martino, R.D., 2014. Las migmatitas de las Sierras de Córdoba. En Martino, R.D. y Gue-

- reschi, A.B. (eds.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Córdoba, Relatorio del 19º Congreso Geológico Argentino, I-A-1: 67-94, Asociación Geológica Argentina, Córdoba.
- Law, R.D., Searle, M.P. Godin, L. (eds.), 2006. Channel Flow, Ductile Extrusion and Exhumation in Continental Collision Zones. Geological Society of London Special Publication N° 268, 620 pgs.
- Martino, R. D. y Guerreschi, A. B., 2014. La estructura neoproterozoica-paleozoica inferior del complejo metamórfico de las Sierras de Córdoba. En Martino, R.D. y Guerreschi, A.B. (eds.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Córdoba, Relatorio del 19º Congreso Geológico Argentino, I-A-2: 95-128, Asociación Geológica Argentina, Córdoba.
- Mukherjee S., Koyi, H.A., 2010. Higher Himalayan Shear Zone, Sutlej section: structural geology and extrusion mechanism by various combinations of simple shear, pure shear and channel flow in shifting modes. International Journal of Earth Sciences 99: 1267–1303.
- Ramos, V. A., Martino, R. D., Otamendi, J. E. y Escayola, M. P., 2014. "Evolución geotectónica de las Sierras Pampeanas Orientales". En Martino, R.D. y Guerreschi, A.B. (eds.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Córdoba, Relatorio del 19º Congreso Geológico Argentino, I-B-1: 965-977, Asociación Geológica Argentina, Córdoba.
- Searle, M. 2013. Crustal melting, ductile flow, and deformation in mountain belts: cause and effect relationships. Lithosphere 5: 547-554.

EDADES U-PB Y CORRELACIONES DEL PALEOZOICO DE LAS NACIENTES DEL RÍO SALADO, Y LA OCURRENCIA DE LA FASE SANRAFAÉLICA EN LA CORDILLERA PRINCIPAL DE MENDOZA

José F. Mescua¹, Felipe Tapia², Maximiliano Naipauer³, Marcelo Farias², Laura Giambiagi¹, Víctor A. Ramos³

¹ Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales (IANIGLA), CCT Mendoza, CONICET. jmescua@mendoza-conicet.gob.ar

² Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile.

³ Instituto de Estudios Andinos "Don Pablo Groeber" (Departamento de Ciencias Geológicas, FCEN - Universidad de Buenos Aires) y CONICET.

La existencia de afloramientos de rocas paleozoicas en las nacientes del arroyo Mendino, tributario del río Salado (Mendoza), es conocida desde el trabajo de Aparicio (1950), y constituye el único afloramiento de rocas pre-Choiyoi en la faja plegada y corrida de Malargüe. Los afloramientos corresponden a cuarcitas y esquistos negros, fuertemente plegados, con deformación en condiciones de metamorfismo incipiente definidas a partir de su textura pizarreña y observaciones microscópicas (extinción ondulosa en cuarzo y micas plegadas; Aparicio, 1950). Esta deformación se produjo durante la fase sanrafaélica (Azcu y Caminos 1987) ya que rocas del Grupo Choiyoi aflorantes en la misma localidad no presentan evidencias de metamorfismo y se encuentran levemente deformadas.

La edad del Paleozoico del río Salado fue estimada en trabajos previos por correlación con rocas de regiones cercanas. Las litologías y geometría de capas sugieren su depositación en un ambiente marino. Polanski (1970) propuso su equivalencia con las capas marinas basales de la Formación El Imperial del bloque de San Rafael, asignando a ambas una edad carbonífera temprana. Nullo (2005) sugirió una correlación con rocas neopaleozoicas de la Cordillera Frontal. Para obtener más precisiones sobre la edad de esta unidad, se dató una muestra de arenisca cuarcítica (LL-11-01) por el método U-Pb en circones detríticos.

Además se dató por el mismo método una riolita del Grupo Choiyoi (LL-11-04) procedente de la confluencia de los arroyos Deshecho y Las Leñas, con el objetivo de acotar la edad de la deformación sanrafaélica en la faja plegada y corrida de Malargüe.

Métodos

La ubicación de las muestras se presenta en la Figura 1A. Los circones fueron separados en el laboratorio del Departamento de Geología de la Universidad

de Chile utilizando mesa vibrante Gemini, separador magnético Franz y procedimientos de líquidos pesados. Las dataciones U/Pb fueron realizadas por LA-ICP-MS en el Arizona Geochronology Center (University of Arizona) para la muestra LL-11-04, y por el mismo método en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (Centro de Geociencias, Universidad de México) para la muestra LL-11-01.

Resultados

La distribución de edades obtenidas para la muestra paleozoica se presenta en la Figura 1B, y el diagrama de concordia y la edad de la riolita perteneciente al Grupo Choiyoi en la Figura 1C.

Las fuentes de basamento precámbrico componen el 80% de los circones datados en la muestra LL-11-01. Entre estas, predominan las edades grenviliañas (1000-1200 Ma). El 20% restante de edades se reparte entre el Ordovícico, Devónico y Carbonífero temprano. El circón más joven con edad concordante arrojó 290 ± 2 Ma, valor que se toma como la edad máxima de depositación de esta unidad.

En cuanto a la muestra LL-11-04, se obtuvo una edad de $259,9 \pm 3$ a partir de 30 circones, que interpretamos como la edad de cristalización de la riolita.

Conclusiones

La datación realizada en las rocas paleozoicas del río Salado permitió determinar una edad máxima de depositación de ca. 290 Ma (Pérmica temprana, cercana al límite Sakmariense-Artinskiense). Las edades obtenidas permiten determinar un área fuente en la que predominan rocas mesoproterozoicas y paleozoicas, lo que es compatible con aporte de sedimentos desde el bloque de San Rafael. La comparación con una edad máxima de depositación de $297,2 \pm 5,3$ Ma obtenida en la sección superior continental de la Formación El Imperial por Rocha Campos et al. (2011) sugiere que los depósitos marinos del río Salado fueron contemporáneos con depósitos continentales en el bloque de San Rafael, y no con los depósitos marinos de la sección inferior como propusiera Polanski (1970).

Combinando las dos edades obtenidas en este trabajo, puede acotarse la edad de la fase sanrafaélica en la Cordillera Principal a los 35°S entre 290 y 260 Ma. Esta deformación afectó rocas con incipiente metamorfismo, exponiendo en este sector rocas más profundas que en el bloque de San Rafael, de manera consistente con la ubicación interna de esta área en el orógeno sanrafaélico.

Referencias

Aparicio, E.P., 1950. Hallazgo de sedimentos paleozoicos en las cabeceras del río Salado, Malargüe, Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 5(3): 127-135.

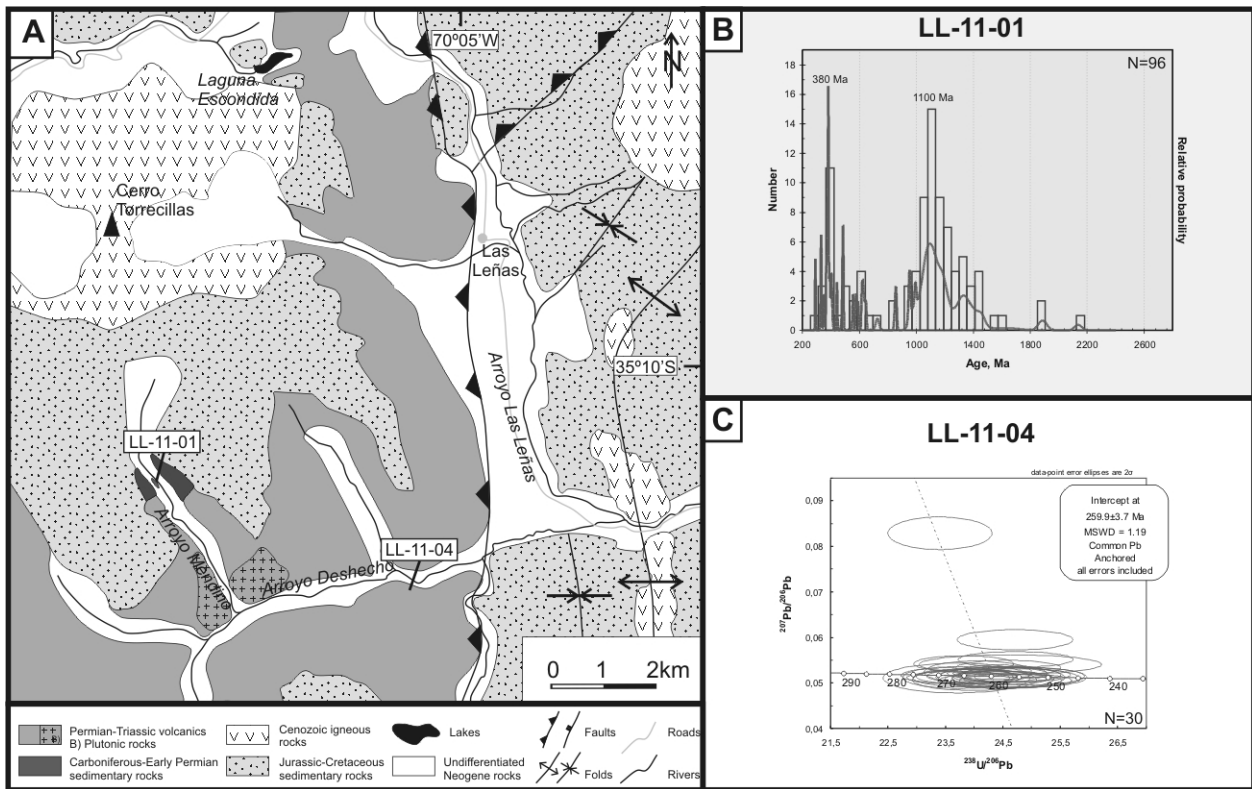


Figura 1. (A) Mapa geológico de la zona de estudio y ubicación de las muestras. (B) Distribución de probabilidades de las edades U/Pb de la muestra LL-11-01 correspondiente al Neopaleozoico del río Salado. (C) Diagrama concordia y edad obtenida para la muestra LL-11-04 de una riolita del Grupo Choyoi.

Azcuy, C.L., y Caminos, R., 1987, Diastrofismo, En Archangelsky, S. (ed.), El sistema carbonífero en la República Argentina. Academia Nacional de Ciencias, p. 239–252. Córdoba, Argentina.
 Nullo, F.E., Stephens, G.C., Combina, A.M., Dimieri, L., Baldauf, P.E., y Bouza, P., 2005. Hoja Geológica 3569-III Malargüe, Provincia de Mendoza. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 346, 85 p.
 Polanski, J., 1970. Carbónico y Pérmico de la Argentina. EUDEBA, Manuales, 216 pp. Buenos Aires.

Rocha Campos, A.C., Basei, M.A., Nutman, A.P., Kleiman, L., Varela, L., Llambías, E., Canile, F.M., y da Rosa, O., 2011. 30 million years of Permian volcanism recorded in the Choyoi igneous province (W Argentina) and their source for younger ash fall deposits in the Paraná basin: SHRIMP U-Pb zircon geochronology evidence. *Gondwana Research*, 19: 509-523.

EXTENSIÓN TRIÁSICA OBLICUA EN EL BLOQUE DE SAN RAFAEL, PROVINCIA DE MENDOZA.

Mariana Monti y Juan Franzese

Centro de Investigaciones Geológicas, Universidad de La Plata. Calle 1 N°644, CP 1900, La Plata, Buenos Aires. E-mail: mmonti@cig.museo.unlp.edu.ar

La cuenca triásica de San Rafael que alberga al Grupo Puesto Viejo (Triásico Medio a Superior; Ottone *et al.*, 2014), forma parte del Bloque de San Rafael, siguiendo su disposición estructural con rumbo general noroeste. El Grupo Puesto Viejo está constituido por depósitos continentales clásticos, asociados a rocas piroclásticas y volcánicas. La cuenca se desarrolla sobre la sutura (Figura 1a) de la anexión continental del terreno alóctono Chilenia contra el margen suroeste de Gondwana en tiempos paleozoicos (Ramos 2004).

El depocentro estudiado constituye un graben asimétrico alargado en sentido NNO-SSE cuyas principales estructuras activas durante el Triásico consistieron en fallas de borde y fallas internas. El análisis de campo permitió establecer que las fallas de borde (Figura 1b), con orientación NNO-SSE, fueron esencialmente fallas de desplazamiento de rumbo sinestrales con componente extensional. Las fallas internas (Figura 1b), con *orientación principal NO-SE, fueron fallas normales de geometría plana. Dentro del área de estudio se desarrolló una zona de acomodación de alto relieve (Figura 1b), a partir de fallas normales con orientación NE-SO que constituye un control fundamental sobre las áreas de aporte de sedimentos, el emplazamiento de magma y la generación de plegamiento.*

Las fallas de borde condicionaron la localización y magnitud del depocentro aunque no muestran evidencia de haber generado importante espacio para la acomodación del relleno. La subsidencia mecánica más importante fue generada por las fallas normales internas, que generaron un conjunto de grábenes y hemigrábenes subparalelos y oblicuos a las fallas de borde. El análisis de las estructuras y el relleno, permitió subdividir la evolución de la cuenca en cuatro etapas de estructuración (Figura 1c). Durante la etapa I se habría generado el espacio general del graben, con amplio desarrollo areal y escasa subsidencia. Las etapas II, III y IV consistieron en sucesivas reactivaciones diferenciales de las fallas internas creando espacios estructurales ligados a la subsidencia mecánica.

Este conjunto de evidencias permite concluir que el depocentro que alberga al Grupo Puesto Viejo se habría formado por extensión oblicua a los márgenes. Las evidencias de desplazamiento de rumbo en las fallas de borde, contrapuesto a los desplazamientos normales en las fallas internas, indican que el proce-

so extensional ocurrió en un marco de alta partición de la deformación (Agostini *et al.*, 2009). La dirección principal de extensión habría tenido una orientación NE-SW.

Agradecimientos

Al PIP N° 112-201101-0019 (CIG-CONICET-UNLP) por su sustento económico.

Referencias

- Agostini, A., G. Corti, A. Zeoli, and G. Mulugeta .2009. Evolution, pattern, and partitioning of deformation during oblique continental rifting: Inferences from lithospheric-scale centrifuge models, *Geochem. Geophys. Geosyst.* 10, Q11015, doi:10.1029/2009GC002676.
- Ottone, E.G., Monti, M., Marsicano, C.A., Marcelo, S., Naipauer, M., Armstrong, R. y Mancuso, A.C. 2014b. A new Late Triassic age for the Puesto Viejo Group (San Rafael depocenter, Argentina): SHRIMP U–Pb zircon dating and biostratigraphic correlations across southern Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences* 56: 186-199.
- Ramos, V., 2004. Cuyania, an Exotic Block to Gondwana: Review of a Historical Success and the Present Problems. *Gondwana Research*, V 7, No. 4, pp. 1009-1026.

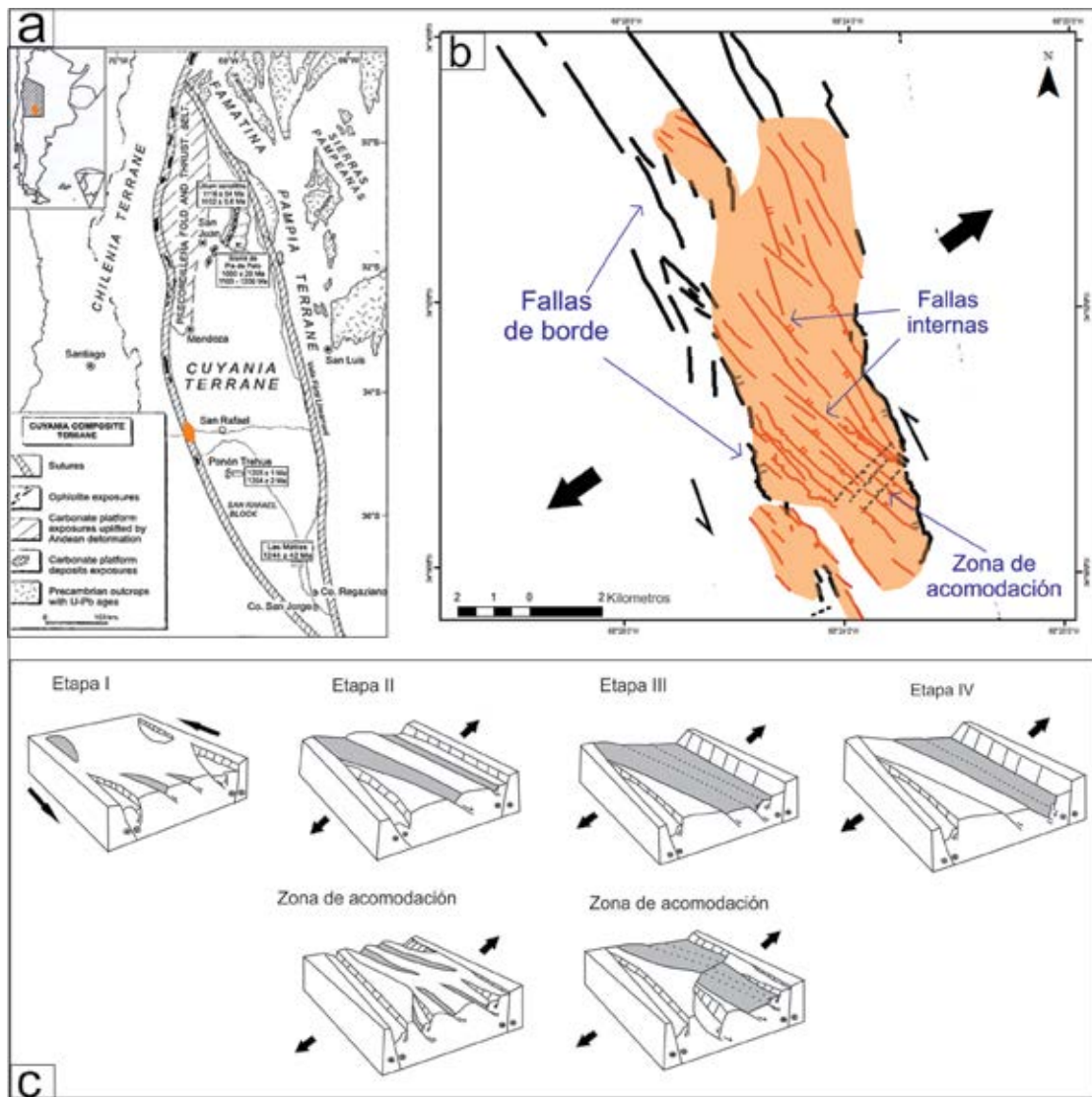


Figura 1: a) Ubicación de la zona de estudio sobre el borde occidental del Terreno Cuyania (según Ramos, 1994). b) Depocentro Triásico que muestra la distribución de los afloramientos del Grupo Puesto Viejo (color naranja) asociados a las fallas internas, y delimitados por las fallas de borde. c) Etapas de estructuración definidas para la evolución del depocentro triásico de San Rafael.

EVOLUCION TECTO-SEDIMENTARIA DEL DEPOCENTRO DEL GRUPO PUESTO VIEJO, EN EL BLOQUE DE SAN RAFAEL, PROVINCIA DE MENDOZA

Mariana Monti y Juan Franzese

Centro de Investigaciones Geológicas, Universidad de La Plata. Calle 1 N°644, CP 1900, La Plata, Buenos Aires. E-mail: mmonti@cig.museo.unlp.edu.ar

El depocentro que alberga al Grupo Puesto Viejo (Triásico Medio a Superior; Ottone *et al.*, 2014), ubicado en el Bloque de San Rafael (Figura 1a) se habría formado por extensión oblicua a los márgenes generando una cuenca de rift continental con rumbo general NNO (Monti, 2015). El relleno sedimentario de esta cuenca se encuentra fuertemente controlado por sus estructuras y actividad volcánica-piroclástica coetánea. El relleno está condicionado por la evolución estructural. Así, se definieron cuatro etapas siguiendo el patrón de estructuración (Figura 1b). La etapa I (inicial) muestra el desarrollo de abanicos aluviales transversales a las fallas de borde, que luego son cubiertos por flujos piroclásticos. La etapa II está caracterizada por el desarrollo de sistemas fluviales meandrosos de alta sinuosidad con disposición axial con respecto al rumbo de las fallas internas de la cuenca, y también finaliza con la aparición de mantos de flujos piroclásticos. La etapa III se caracteriza por la presencia de depósitos de sistemas meandrosos de baja sinuosidad siguiendo también una disposición axial y finaliza con episodios volcánicos, tanto efusivos como intrusivos. La etapa IV se caracteriza por la presencia de un sistema de abanicos aluviales transversales a las fallas internas, que se intercala con flujos piroclásticos. Las cuatro etapas de relleno evolucionaron siguiendo una alternancia sucesiva de episodios: 1°) subsidencia mecánica; 2°) quietud tectónica con desarrollo de sistemas aluviales y fluviales; 3°) actividad volcánica. Este arreglo condiciona el desarrollo de períodos inter-eruptivos con alta tasa de subsidencia mecánica en las etapas iniciales de rifting y períodos sin-eruptivos subsiguientes con menor tasa de subsidencia.

El carácter bimodal que presenta el volcanismo del Grupo Puesto Viejo (Kleiman y Salvarredi, 2001), con composición riolítica para las rocas piroclásticas y andesítica y andesítico/basáltica para las rocas vol-

cánicas, es típico de los rift continentales, donde las tasas de deformación son altas y la corteza lo suficientemente gruesa como para permitir que el magma sea emplazado y pueda diferenciarse sucesivamente para generar productos evolucionados. Existe también un fuerte control de las estructuras sobre el volcanismo. Inicialmente el rifting está caracterizado por actividad ignimbrítica generalizada vinculada a las fallas de bordes activas, seguido por el desarrollo de un volcanismo bimodal asociado a la actividad de las fallas internas. A su vez los cuerpos subvolcánicos básicos se concentran dentro de una zona de acomodación y distribuidos a lo largo de las fallas de borde.

Agradecimientos

Al PIP N° 112-201101-0019 (CIG-CONICET-UNLP) por su sustento económico.

Referencias

- Kleiman, L.E y Salvarredi, J.A. 2001. Petrología, geoquímica e implicancias tectónicas del volcanismo triásico (Formación Puesto Viejo), Bloque de San Rafael. Revista de la Asociación Geológica Argentina 56 (4): 559-570.
- Monti, M. 2015. Tectónica, volcanismo y sedimentación en la Cuenca triásica del Grupo Puesto Viejo (Triásico Medio-Superior), Provincia de Mendoza, Argentina. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de La Plata. 170 p.
- Ottone, E.G., Monti, M., Marsicano, C.A., Marcelo, S., Naipauer, M., Armstrong, R. y Mancuso, A.C. 2014b. A new Late Triassic age for the Puesto Viejo Group (San Rafael depocenter, Argentina): SHRIMP U–Pb zircon dating and biostratigraphic correlations across southern Gondwana. Journal of South American Earth Sciences 56: 186-199.

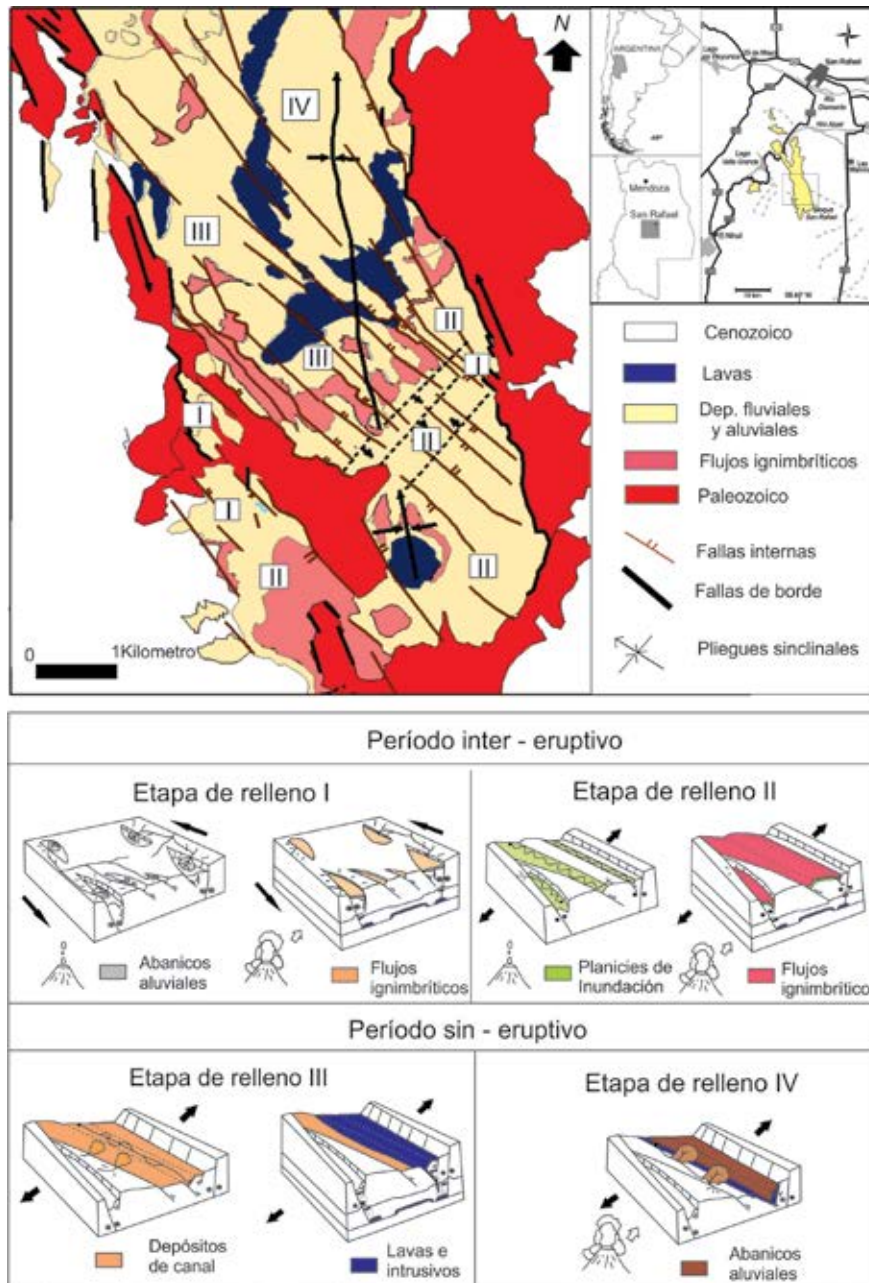


Figura 1: a) Mapa geológico del área de estudio. b) Modelo de evolución de las cuatro etapas de relleno.

FORMA Y ESTILO DE EMPLAZAMIENTO DEL PLUTÓN LA ESCALERILLA, SIERRA DE SAN LUIS: ANÁLISIS ESTRUCTURAL Y MODELADO GEOFÍSICO EN 2D

Augusto Morosini^{1,2}, Rodolfo Christiansen^{2,3}, Ariel Ortiz Suárez¹, Patricia Martínez^{2,3} y Eliel Enríquez^{1,2}

¹ Departamento de Geología - Universidad Nacional de San Luis. Ejército de los Andes 950 - San Luis.

² Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET).

E-mail: afmorosini@gmail.com.ar

³ Instituto Geofísico Sismológico Ing. F. Volponi – Universidad Nacional de San Juan.

Se analizan las características del emplazamiento del Plutón La Escalerilla (PLE), cuya intrusión forma parte de los procesos orogénicos famatinianos (Morosini 2011), a partir del estudio de las fábricas magmáticas y de un perfil magnetométrico y gravimétrico realizado en la región central del cuerpo, que permitió el modelado en 2D.

Las observaciones de campo sugieren que el PLE está parcialmente desacoplado con su roca de caja con distintos grados de armonía, dependiendo del lugar y la unidad metamórfica hospedante, y que los mecanismos de emplazamiento estuvieron directamente vinculados al desarrollo de las cizallas que afectaron al área (deformación sin-emplazamiento).

El PLE está zonado, y se compone principalmente de granodioritas biotíticas equigranulares, granitos biotíticos porfíricos con fenocristales de Kfs y leucogranitos de dos micas, también porfíricos con Kfs.

El magma que formó al PLE habría llegado a su nivel de emplazamiento a través de una zona de cizalla inversa con componente menor siniestral (cizalla dúctil del margen oriental de Morosini y Ortiz Suárez 2010). Las estructuras internas y externas del PLE, como de los plutones tonalíticos del sector, permiten interpretar múltiples estadios intermitentes de emplazamiento acompañados por una tendencia de diferenciación, desde la intrusión temprana de cuerpos tonalíticos, seguida de granodioritas, luego granitos y finalmente leucogranitos que construyen al PLE.

Si bien es complejo reconocer las fábricas magmáticas que dan información certera sobre el estilo de emplazamiento de un magma (Paterson *et al.* 1998), algunos marcadores de flujo como enclaves, xenolitos y schlierens, más el análisis morfológico de campo, los contactos entre facies y roca de caja, y el diseño estructural interno y externo del conjunto magma-encajante (grado de acoplamiento), permiten reconstruir de manera interpretativa cómo fue la dinámica del flujo durante el emplazamiento, mediante el trazado de frentes y líneas de direcciones de flujo (Figura 1a).

El modelo de emplazamiento que se adapta a las observaciones, es el de sucesivos pulsos por dila-

taciones contiguas de numerosos lóbulos de flujo no-uniforme (convergente y divergente dependiendo de la forma y el lugar), asociados al desarrollo de una zona de cizalla N-S, bajo un régimen tectónico regional transpresivo siniestral de dirección ONO-ESE. Esta cizalla habría permitido el ascenso del magma hasta un determinado nivel, y finalmente se habría producido el desplazamiento lateral predominantemente hacia el NNO de los lóbulos magmáticos. Por su parte, éstos lóbulos magmáticos se encuentran marginados entre sí por fajas de cizalla con rumbos predominantemente NNO-SSE y sintéticas a la cizalla principal N-S, y si bien se interpreta que las mismas condicionaron la forma en que se intruyeron los lóbulos, también actuaron luego de la cristalización del magma, desarrollándose fajas de milonitas en los granitoides.

Las anomalías magnéticas (TMA) y de Bouguer (AB) corregidas por topografía se grillaron mediante el método de interpolación de Kriging con el propósito de asignar un criterio en la proyección de los datos sobre una línea recta de azimut 120° sobre el mapa (Figura 1a,b,c). El perfil gravimétrico (Figura 1c) se elaboró teniendo en cuenta cartas gravimétricas de la zona quitando las anomalías regionales con el objeto de modelar solo la corteza superior sin influencias de cuerpos profundos. Luego se procedió al cálculo de las soluciones de Werner, Señal Analítica y Deconvolución de Euler sobre los dos tipos de datos para establecer en una primera aproximación las grandes estructuras. Estas últimas fueron correlacionadas con el perfil geológico de superficie. Finalmente, utilizando susceptibilidades y densidades adquiridas en el campo se procedió al modelado con límite máximo en el error medio de 0,25 mGal para Bouguer y 30 nT para TMA.

El modelo geofísico 2D obtenido (Figura 1d) atestigua una morfología asimétrica en perfil para el PLE y para los plutones tonalíticos ubicados inmediatamente al oeste del mismo. Según el modelo, el PLE en su zona de inflexión presenta una base más o menos plana con una leve inclinación hacia el este, y un espesor cercano a los 3 km. Además, el modelado sustenta la interpretación de ascenso del magma a través de una gran raíz (o conducto alimentador) para el PLE. La misma se encuentra dispuesta inmediatamente al lado de la zona de cizalla que conforma la roca de caja del borde oriental. Esta raíz se adelgaza progresivamente hasta desaparecer a unos 5,5 km de profundidad, indicando que el magma del PLE quedó aislado perdiendo la conexión con su reservorio profundo. El modelo, además, permite interpretar que el PLE separaría en niveles inferiores a distintos complejos metamórficos reconocidos en la sierra de San Luis: el Complejo Metamórfico Nogolí (CMN, al oeste), del Complejo Metamórfico Pringles (CMP, al este).

La morfología asimétrica en forma de “pipa” o “palo de golf” del PLE permite suponer que el magma al encontrar el equilibrio de densidad con su roca de caja, se desplazó lateralmente hacia el NNO, intruyendo y

deformado a la Formación San Luis, que se ubica, según el modelo, por encima del CMN, y posiblemente esta morfología se vincule a una rampa estructural, o cambio brusco en el buzamiento de uno de los límites de la cizalla principal (en la base de la intrusión), que favoreció el desarrollo de una zona tensional, en la cual el magma habría sido succionado y alojado definitivamente.

Por último, el desplazamiento lateral del magma durante el emplazamiento está evidenciado por indicadores de *stoping* en los frentes de lóbulos que se encuentran en contacto con la caja y a lo largo del borde occidental del PLE (desde la zona de inflexión hacia el norte), por ejemplo: topografías de techo plano, *roof pendants* de tonalitas dentro del PLE, importante inyección de diques subhorizontales hacia la roca de caja, y presencia de cúpulas y vástagos (*offshoot*).

Referencias

- Morosini, A. 2011. El Granito La Escalerilla, Provincia de San Luis. Tesis Doctoral. FCFMyN -Universidad Nacional de San Luis. 434 p. Inédito.
- Morosini, A y Ortiz Suárez, A. 2010. La deformación famatiniana del Granito La Escalerilla, sierra de San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina 67(4): 481-493.
- Paterson, S.R., Fowler, T.K., Schmidt, K.G., Yoshinobu, A.S., Yuan, E.S. y Miller, R.B. 1998. Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. Lithos 44: 53-82.

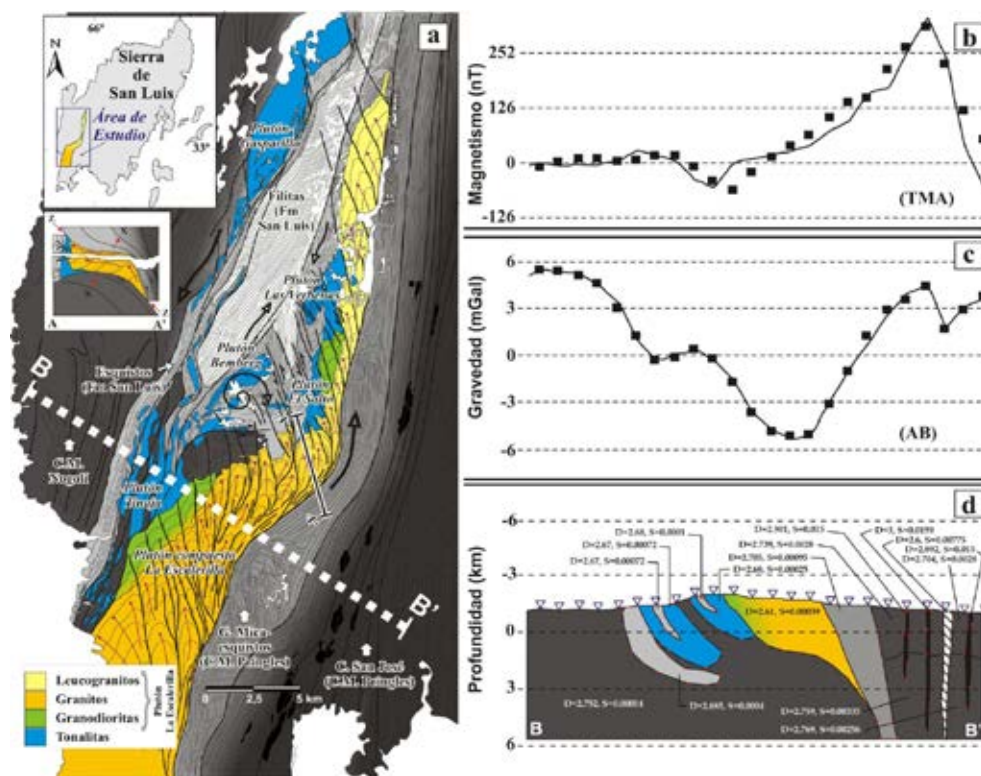


Figura 1. a) Mapa Geológico-estructural. Las líneas negras gruesas indican fajas de cizalla dúctil. Las líneas negras más finas representan la foliación de la roca de caja metamórfica. El perfil A-A' es hipotético y muestra los vectores de máximo acortamiento (Z) y extensión (X) en la generación del espacio. b) Anomalía magnética (TMA). c) Anomalía de Bouguer (AB). d) Modelo del subsuelo en 2D, utilizando el software GM-SYS (Geosoft).

ORIGEN Y SIGNIFICADO GEOLÓGICO DE LAS FAJAS DE CIZALLA DE LAS SIERRAS DE VALLE FÉRTIL Y LA HUERTA, PROVINCIA DE SAN JUAN

Juan Otamendi^{1,3}, Eber Cristofolini^{1,3}, Brígida Castro de Machuca^{2,3}

¹ Universidad Nacional de Río Cuarto, Departamento de Geología, Río Cuarto, Argentina.

² Instituto de Geología (INGEO), FCFN, Universidad Nacional de San Juan, San Juan, Argentina.

³ Consejo Nacional de Investigación Científica y Técnica, Argentina. E-mail: jotamendi@exa.unrc.edu.ar

Los rasgos estructuras generados durante dos eventos de deformación (D_2 y D_3), que deben ser considerados como la continuidad en la evolución de un único ciclo tectónico, son dominantes en la porción occidental de las Sierras de Valle Fértil y La Huerta. En estas sierras, la fábrica milonítica (S_2 y S_3), la textura de grano fino y algunos cambios mineralógico generados en los eventos D_2 y D_3 se distinguen claramente de las fábricas ígneas plutónicas originales (D_0), o de la foliación (S_1) de grano grueso generada durante el retrabajo de las estructuras ígneas en estadios post-cristalización (D_1) o de las estructuras migmatíticas (S_1) de las rocas metasedimentarias. El estudio realizado ha permitido reconocer la existencia de varias decenas de fajas miloníticas *sensu lato*, cuya distribución regional no se ajusta a un patrón espacial regular, aunque consideradas en conjunto tienen un diseño anastomosado y una orientación dominante con rumbo N-S. Comúnmente, una faja individual se extiende entre 10 m y 600 m de largo, y entre 1 m y 300 m de ancho.

En estas fajas, las rocas más abundantes son milonitas que tienen paragénesis equilibradas en facies de anfíbolitas o esquistos verdes. Intercaladas entre las milonitas se encuentran ultra-milonitas y filonitas. La foliación milonítica (S_2) posee un buzamiento de alto ángulo hacia el este u oeste y, frecuentemente, sobre el plano de la foliación la orientación de minerales forma una lineación dispuesta aproximadamente paralela a la dirección de máximo buzamiento. Los indicadores de sentido de movimiento permiten proponer una dirección de transporte tectónico sobre los planos de la foliación dúctil (S_2) para el bloque de techo hacia el oeste. Los protolitos de las milonitas fueron rocas plutónicas máficas y mesosilícicas y migmatitas metasedimentarias, que se encuentran en el mismo bloque de basamento cristalino. Durante el último evento de deformación (D_3), las rocas miloníticas, y algunas rocas ígneas y/o metamórficas no deformadas durante D_2 , fueron afectadas por la deformación cataclástica penetrativa asociada a sistemas de fallas frágiles.

Los datos de geocronología y termocronología disponibles permiten ajustar la trayectoria de enfriamiento y exhumación de las fajas de cizalla de las Sierras

de Valle Fértil y La Huerta. Los resultados más relevantes que describen la trayectoria de ascenso son: 1) las milonitas derivadas de rocas plutónicas en la Sierra de La Huerta cruzaron la temperatura de cierre de sistema isotópico $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para anfíbol a 500 ± 50 °C entre los 443 y 432 Ma (Castro de Machuca *et al.* 2008, 2012); 2) las milonitas derivadas de migmatitas metasedimentarias en Valle Fértil pasaron por la temperatura de cierre del sistema $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para biotita a 315 ± 30 °C a los 409 ± 2 Ma (Cristofolini *et al.* 2014); y 3) cuerpos subvolcánicos de composición dacítica intruyeron a las fajas de cizalla del sur de La Huerta alrededor de los 300 Ma (Castro de Machuca *et al.* 2007). Asumiendo que durante la exhumación las Sierras de Valle Fértil y La Huerta se comportaron como un bloque de basamento sin diferencias internas en la velocidad de ascenso, tal como lo sugiere la continuidad de las unidades litoestratigráficas, la integración de los datos determina que este basamento se enfrió a una tasa de $6,2 \pm 2,5$ °C/Ma durante unos 30 Ma (440 a 410 Ma). La generación de la fábrica S_2 ocurrió predominantemente en facies de anfíbolitas, tal como lo demuestra el comportamiento dúctil de plagioclasa y cuarzo en dichas fábricas. Por ello, en gran medida D_2 se desarrolló antes de los 440 Ma, ya que a partir de esta edad el basamento experimentó temperaturas dentro de la facies de esquistos verdes. La presencia de filonitas con importantes reequilibrios de paragénesis en facies de esquistos verdes, y la naturaleza frágil de la estructuras generadas durante D_3 , indican que el basamento en algún momento de su exhumación cruzó la transición frágil – dúctil. Dicha transición ocurre a temperaturas variables entre 300 °C y 250 °C para un sistema dominado por rocas cuarzo – feldespáticas, cuando la sección cortical se encuentra a menos de 10 km de profundidad (Sibson 1977). Sin embargo, la velocidad de ascenso vertical es un problema que no se puede resolver sin asumir la variación del ángulo del transporte tectónico en el tiempo, desde un desacople cortical quizás subhorizontal hasta subvertical a medida que se aproximaba a la superficie de la Tierra. Las rocas del oeste de las Sierras de Valle Fértil y La Huerta se encontraban entre 25 km y 27 km de profundidad cuando cesó el magmatismo Famatiniano (~ 466 Ma), y a los 400 Ma habían alcanzado una paleo-profundidad inferior a los 10 km. Esta información implica que la trayectoria de movimiento no fue siempre subvertical, y sugiere una convergencia tectónica casi continua durante unos 60 Ma. Además, los datos registran una historia de ascenso de las rocas plutónicas desde niveles bajos de la corteza (> 25 km), donde residían cuando cristalizaron entre los 480 y 466 Ma, hasta que alcanzaron la superficie de la Tierra durante el Carbonífero superior a los 300 Ma (Castro de Machuca *et al.* 2007; 2012; Cristofolini *et al.* 2014).

La reconstrucción de la trayectoria de las fajas de cizalla de las sierras de Valle Fértil y La Huerta provee información de primer orden para mejorar el co-

nocimiento sobre el contexto geodinámico en que se formaron. Con la información petrológica, estructural, geocronológica y termocronológica, generada en los últimos años, se puede relacionar la trayectoria evolutiva de las unidades tectono-metamórficas que van desde el arco magmático Famatiniano autóctono (Sierras de Valle Fértil-La Huerta), pasando por la zona de paleo-sutura (Sierra de Loma de Las Chacas) e internándose en un microcontinente alóctono derivado de Laurentia (Sierra de Pie de Palo), siguiendo una sección latitudinal de rumbo este-oeste (Mulcahy *et al.* 2014, Garber *et al.* 2014, Castro de Machuca *et al.* 2012; Cristofolini *et al.* 2014).

El Gneis de Villarcán, que es la unidad lito-estratigráfica más voluminosa de la sierra Loma de Las Chacas, está en contacto tectónico con la zona de basamento que contiene a las fajas de cizalla de Valle Fértil – La Huerta. La evolución tectono-metamórfica del Gneis de Villarcán es marcadamente distinta a la de estas fajas de cizalla, hecho especialmente relevante cuando se advierte que las edades y rango temporal de evolución son semejantes. Entre los 465 Ma y los 407 Ma (~ 60 Ma) el Gneis de Villarcán experimentó un enfriamiento (800 a < 600 °C) en condiciones isobáricas de alta presión (~ 12 kbar; ver Mulcahy *et al.* 2014). Esto implica que: 1) durante gran parte del Paleozoico medio los bloques corticales de Loma de Las Chacas y Valle Fértil – La Huerta, residían espacialmente separados; y 2) durante el Devónico la tasa de ascenso del Gneis de Villarcán fue varias veces superior a la de las unidades cristalinas de Valle Fértil y La Huerta, que ahora se encuentran espacialmente adyacentes.

La Sierra de Pie de Palo se encuentra pocos kilómetros al oeste de los bloques de basamento antes descriptos y presenta una constitución geológica compleja, fundamentalmente generada por una tectónica de corrimientos (van Staal *et al.* 2011). Simplificando esa complejidad estructural, la mayoría de las rocas cristalinas de Pie de Palo registran una trayectoria tectono-metamórfica en el sentido de las agujas del reloj, caracterizada por un incremento de presión hasta un máximo de 13 kbar seguido por una descompresión isotérmica. Durante el enfriamiento, entre los 440 Ma y los 394 Ma, la actividad tectónica se concentró en fajas de cizalla bien definidas. Precisamente estas fajas de cizalla acomodaron los efectos de la tectónica convergente mediante un transporte tectónico hacia el oeste (van Staal *et al.* 2011; Garber *et al.* 2014, y sus referencias).

En el avance del conocimiento sobresale una conclusión, el límite occidental de las Sierras de Valle Fértil y La Huerta es un límite evolutivo de primer orden, ya que divide secuencias corticales que entre el Ordovícico medio y el Devónico experimentaron ascenso continuo (descenso de P), de otras que experimentaron soterramiento (ascenso de P) antes del ascenso. Esta observación de escala regional debe ser conside-

rada en cualquier modelo geodinámico que pretenda explicar la colisión del terreno compuesto de Cuyania/Precordillera con el arco Famatiniano.

Referencias

- Castro de Machuca, B., Arancibia, G., Morata, D., Belmar, M., Previley L. y Pontoriero, S. 2008. P-T-t evolution of an Early Silurian medium-grade shear zone on the west side of the Famatinian magmatic arc, Argentina: Implications for the assembly of the Western Gondwana margin. *Gondwana Research* 13: 216-226.
- Castro de Machuca, B., Conte-Grand, A., Meissl, E., Pontoriero, S., Sumay, C. y Morata, D. 2007. El magmatismo neopaleozoico en la Sierra de La Huerta, Sierras Pampeanas Occidentales, San Juan: los pórfidos Marayes Viejo y El Arriero. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62: 447-449.
- Castro de Machuca, B., Delpino, S., Previley, L., Moggessie, A. y Bjerg, E. 2012. Tectono-metamorphic evolution of a high- to medium-grade ductile deformed metagabbro/metadiorite from the Arenosa Creek Shear Zone, Western Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of Structural Geology* 42: 261-278.
- Cristofolini, E., Otamendi, J., Walker Jr., B., Tibaldi, A., Armas, P., Bergantz, G. y Martino, R. 2014. A Middle Paleozoic shear zone in the Sierra de Valle Fértil, Argentina: records of a continent-arc collision in the Famatinian margin of Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences* 56: 170-185.
- Garber, J., Roeske, S., Warren, J., Mulcahy, S., McClelland, W., Austin, L. y Vujovich, G. 2014. Crustal shortening, exhumation, and strain localization in a collisional orogen: the Bajo Pequeño shear zone, Sierra de Pie de Palo, Argentina. *Tectonics* 33: 1277-1303.
- Mulcahy, S., Roeske, S., McClelland, W., Ellis, J., Jourdan, F., Renne, P. y Vujovich, G. 2014. Multiple migmatite events and cooling from granulite facies metamorphism within the Famatina arc margin of northwest Argentina. *Tectonics* 33: doi: 10.1002/2013TC003398.
- Sibson, R. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society of London* 133: 191-213.
- van Staal, C., Vujovich, G., Currie, K. y Naipauer, M. 2011. An Alpine-style Ordovician collision complex in the Sierra de Pie de Palo, Argentina: Record of subduction of Cuyania beneath the Famatina arc. *Journal of Structural Geology* 33: 343-361.

EL PALEOZOICO SUPERIOR (PENNSYLVANIANO), CORDILLERA FRONTAL (31°33'S), PROVINCIA DE SAN JUAN, ARGENTINA

Daniel J. Pérez

Laboratorio de Tectónica Andina, Instituto de Estudios Andinos (IDEAN), Departamento de Ciencias Geológicas, FCEN, UBA. E-mail: daniel@gl.fcen.uba.ar

Se analizan las secuencias Paleozoicas meta sedimentarias y volcánicas desarrolladas en la región occidental de la Cordillera Frontal en la provincia de San Juan (31°30'S-70°15'O), y su relación estratigráfica con los granitos de edad Paleozoica.

Las relaciones estratigráficas y estructurales de estos depósitos paleozoicos de edad Carbonífera, permiten inferir una historia geológica evolutiva de depositación y deformación, ocurrida durante el Carbonífero, especialmente para el Pennsylvaniano, y su consecuente estructuración, identificando una nueva fase de deformación para este sector de la Alta Cordillera de los Andes sanjuaninos.

La región de estudio se localiza en el sector sur-occidental del departamento de Calingasta, entre los ríos Santa Cruz-Salinas, La Pantanosa y Piuquenes y la frontera con Chile (31°30'S-70°15'O). La región comprende la Alta Cordillera de los Andes, en el ámbito de Cordillera Frontal y Principal, en el extremo Sur del segmento de subducción subhorizontal (Cahill e Isacks 1992).

Las secuencias Paleozoicas, compuestas por el Complejo Metamórfico Alfarillo y por el Granito Alfarillo, comprenden las rocas más antiguas en la región. La estratigrafía de la región se completa con el Grupo Choiyoi y el granito Pico Los Sapos de edad Triásica, los depósitos triásicos y jurásicos de las formaciones Rancho de Lata y Los Patillos y las secuencias volcánicas Cenozoicas de las formaciones Los Pelambres, Pachón y Farellones.

La estructura regional presenta un estilo dominante de piel gruesa, que involucra a todas las unidades de la región. El basamento Paleozoico presenta una deformación de tipo dúctil que caracteriza a las rocas metamórficas carboníferas.

Estudios previos en la región corresponden a Gay (1838, 1854), Groeber (1951), Fernández et al. (1974), Mpodozis et al. (1976), Lencinas (1982), Olivares Morales (1985), Rivano y Sepúlveda (1991), Ramos et al. (1996) y estudios más recientes realizados por Pérez y Sánchez Magariños (2011).

Las rocas más antiguas reconocidas hasta el presente en la región, corresponden a unas secuencias Paleozoicas, las cuales están conformadas por rocas metamórficas y por rocas graníticas. Las unidades Paleozoicas meta-sedimentarias conforman una serie de rocas con metamorfismo de bajo a medio grado asig-

nadas al Complejo Metamórfico Alfarillo. Estas rocas a su vez se encuentran intruidas por un granito de grano medio a grueso denominado Granito Alfarillo. Las rocas Paleozoicas son de edad Carbonífera inferior, correspondiendo al Pennsylvaniano.

Continúan rocas graníticas de la Formación Pico Los Sapos (Mpodozis et al. 1976) y riolitas y riolacitas Pérmico-Triásicas del Grupo Choiyoi, unidades del Triásico y Jurásico de la Formación Rancho de Lata y del Jurásico de Los Patillos y La Manga y la Formación Tordillo (Pérez 2011). El yeso de la Formación Auquilco aflora como diapiros. Siguen las secuencias volcánicas de la Formación Los Pelambres, los depósitos volcanoclásticos de Abanico y Formación Pachón, formaciones del Oligoceno y Mioceno y lavas volcánicas de la Formación Farellones del Mioceno. En la parte superior de todas estas unidades se reconocen depósitos cuaternarios de origen glaciar y abanicos aluviales.

Las rocas meta-sedimentarias del Complejo Alfarillo, son de color amarillo grisáceo claro con una leve tonalidad verdosa, muestran una textura de grano fino a muy fino, con un alto contenido micáceo, que posiblemente corresponden a un metamorfismo de bajo grado. Presenta intercalaciones poco a moderadamente diferenciables de granos muy finos y finos, con espesores de entre 3 y 7 cm. Las micas se alojan principalmente en las bandas de material muy fino. En otros afloramientos con una diferencia más marcada en la granulometría es posible observar una débil a moderada deformación dúctil. Esta secuencia de rocas meta-sedimentarias se encuentra instruida por el Granito Alfarillo, de grano medio a grueso.

Durante la evolución tectónica del Paleozoico andino, una serie de terrenos se fueron adosando al margen de Gondwana occidental, siendo Chileña (Ramos et al. 1984, Willner et al. 2008), uno de los últimos terrenos acrecionados durante el Devónico superior. En este contexto geodinámico, es que se ubican en tiempo y espacio los depósitos Paleozoicos de la región que se analiza. En este sentido las relaciones estratigráficas observadas en el terreno, muestran como los depósitos deformados del Complejo metamórfico Alfarillo, son intruidos por el Granito Alfarillo.

Dataciones U-Pb/LA-ICP-MS, confirman una edad Carbonífera superior de 301.4 ± 2.3 Ma para el Granito Alfarillo. Por su lado, el análisis de la población de circones detríticos de las metamorfitas del Complejo Alfarillo, indican que dichos sedimentos debieron haberse depositados a partir de los 319 Ma (Pennsylvaniano).

Los afloramientos en el terreno permiten observar los contactos y las relaciones entre el granito y las rocas metamórficas, que en combinación con las edades U-Pb de circones detríticos y magmáticos, nos permiten una interpretación de la historia geológica, del basamento Paleozoico expuesto en el sector más occidental de la Cordillera Frontal de San Juan.

Una probable interpretación para el protolito de las sedimentitas del Complejo Metamórfico Alfarillo, sería considerar a estas rocas como Carboníferas, y pertenecientes a una cubierta sedimentaria del sector occidental del terreno de Chileña, durante el Pennsylvaniano. Si se tiene en cuenta que Chileña se habría adosado a Cuyania hacia fines del Devónico estas metamorfitas Alfarillo deberían corresponder a un margen occidental Gondwanico.

Por su parte el Granito Alfarillo estaría indicando la implantación de un arco magmático Pennsylvaniano, con subducción desde el Pacífico y contra el margen de Gondwana, que ya tenía polaridad oriental desde la época carbonífera. Intruye a los metasedimentos del Complejo Alfarillo ya metamorizados y deformados, marcando una fase de deformación para el Pennsylvaniano, la que podría corresponder a la fase Atacama, muy desarrollada al norte de la región de estudios y desconocida hasta el momento en estas latitudes de los Andes Principales.

Referencias

Cahill, T. y Isacks, B.L., 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca plate. *Journal of Geophysical Research*. N°97, p. 17503-17529.

Fernández, R., Brown, F. y Lencinas, A., 1974. Pachón, un nuevo pórfido cuprífero argentino. *Actas del 5º Congreso Geológico Argentino* 1: 77 - 89.

Gay, C., 1938. *Lettre sur les recherches geologiques daos les cordillieres d'elqui, d'illapel et de santiago. comptes rendus de la academie des sciences paris* vi(26):916-918, paris.

Gay, C., 1854. *Historia fisica i politica de chile. vol vii, 499pp., maulde y renou, paris.*

Groeber, P., 1951. La Alta Cordillera entre las latitudes 34° y 29°30'. Instituto Investigaciones de las Ciencias Naturales. Museo Argentino de Ciencias Naturales B. Rivadavia, *Revista (Ciencias Geológicas)* I(5): 1-352, láminas I-XXI, Buenos Aires.

Lencinas, A.N., 1982. Características estructurales del extremo Sur de la Cordillera Sanjuanina, Argentina.

Vº Congreso Latinoamericano de Geología, *Actas* 1: 489 - 498. Buenos Aires.

Mpodozis, C., Rivano, S., Parada, M.A. y Vicente, J.C., 1976. Acerca del plutonismo tardi-hercínico de la Cordillera Frontal entre los 30° y 33° sur (Provincias de Mendoza y San Juan-Argentina; Coquimbo - Chile). *Actas 6º Congreso Geológico Argentino*, 1: 143 - 172. Buenos Aires.

Olivares Morales A. P., 1985. *Geología de la Alta Cordillera de Illapel entre los 31°30' y 32° Latitud Sur. Tesis de Grado, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas Departamento de Geología y Geofísica.*

Pérez, D. J. y Sánchez Magariños J. M., 2011. La fase de deformación Pehuenche en la Cordillera Principal (31-33°LS), Provincias de San Juan y Mendoza. XVI-IIº Congreso Geológico Argentino, Neuquén, Argentina. *Actas Electrónicas CD.*

Ramos, V.A., T.E. Jordan, R.W. Allmendinger, S.M. Kay, J.M. Cortés y M.A. Palma, 1984. Chileña: un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes Centrales. 9º Congreso Geológico Argentino, *Actas II*: 84-106, Buenos Aires.

Ramos, V.A., M.B. Aguirre-Urreta, P.P. Alvarez, M.I. Cegarra, E.O. Cristallini, S.M. Kay, G.L. Lo Forte, F.X. Pereyra y D.J. Pérez., 1996 a. *Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza. Subsecretaría de Minería de la Nación. Dirección Nacional del Servicio Geológico. Anales* 24: 510 pp, Bs As.

Rivano, G. y Sepulveda, H., 1991. Hoja Illapel Región de Coquimbo, Servicio Nacional de Geología y Minería, *Carta Geológica de Chile. N°69. 132pp.*

Willner A.P., Gerdes A., Massone H.J., 2008. History of crustal growth and recycling at the Pacific convergent margin of South America at latitudes 29°-36° S revealed by a U-Pb and Lu-Hf isotope study of detrital zircon from late Paleozoic accretionary systems. *Chemical Geology*, vol. 253, 114-129.

**DESCRIPCIÓN E INTERPRETACIÓN
ESTRUCTURAL DE SUCESIONES DEL
PALEOZOICO INFERIOR ENTRE LOS 30°11'
Y 30°55' S, PRECORDILLERA OCCIDENTAL,
SAN JUAN**

Sofía Pérez Luján^{1,2}, Juan Pablo Ariza^{2,3}, Florencia Boedo^{2,4}, Graciela I. Vujovich^{2,4} y Patricia Alvarado^{1,2}

¹ Centro de Investigaciones de la Geósfera y Biosfera (CIGEOBIO), Dpto. de Geofísica y Astronomía, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan.

E-mail: sofiap.lujan@unsj-cuim.edu.ar

² Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET)

³ IGSV – UNSJ (Instituto Geofísico Sismológico Volponi – Universidad Nacional de San Juan). ⁴ IDEAN. Depto. de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Argentina.

La Formación Yerba Loca (Furque 1963, 1979) de edad ordovícica media-superior se encuentra representada por sucesiones mayormente siliciclásticas asociadas a facies de talud y fondo oceánico, que afloran en la quebrada del río Jáchal, sierra Negra de Rodeo, alto del Colorado, cordón del Coronel y sierra

del Tigre. Estratigráficamente constituyen secuencias grano decrecientes, representadas por sucesiones conglomerádicas, arenosas y pelíticas, que en su conjunto representan depósitos típicamente turbidíticos. Las unidades clásticas se asocian a cuerpos ígneos máficos y ultramáficos que intercalan en relación de concordancia o bien, se encuentran intruyendo conformando diques de geometría tabular y lenticular. El conjunto ígneo-sedimentario está afectado por una serie de estructuras de niveles estructurales medio a superior, asignables a diferentes fases de deformación. Entre las diferentes estructuras se reconocen fallas inversas o corrimientos de alto ángulo que se distribuyen siguiendo un rumbo mayormente norte-sur y sistemas de plegamientos asimétricos de escalas centimétricas a kilométricas. En este trabajo se realizó el relevamiento de datos estructurales los cuales son presentados en esta contribución mediante diagramas estereográficos y de rosetas, con el fin de determinar la distribución de los ejes de máxima compresión que afectaron las unidades del paleozoico inferior. La motivación del estudio radica en dilucidar la geometría y vergencia de las estructuras que afectan a las unidades del eopaleozoico, que al día de la fecha continúan siendo motivo de debate por diferentes autores.

La sucesión paleozoica inferior de la Formación Yerba Loca se encuentra afectada por plegamientos asimétricos de escala que varía entre unos pocos

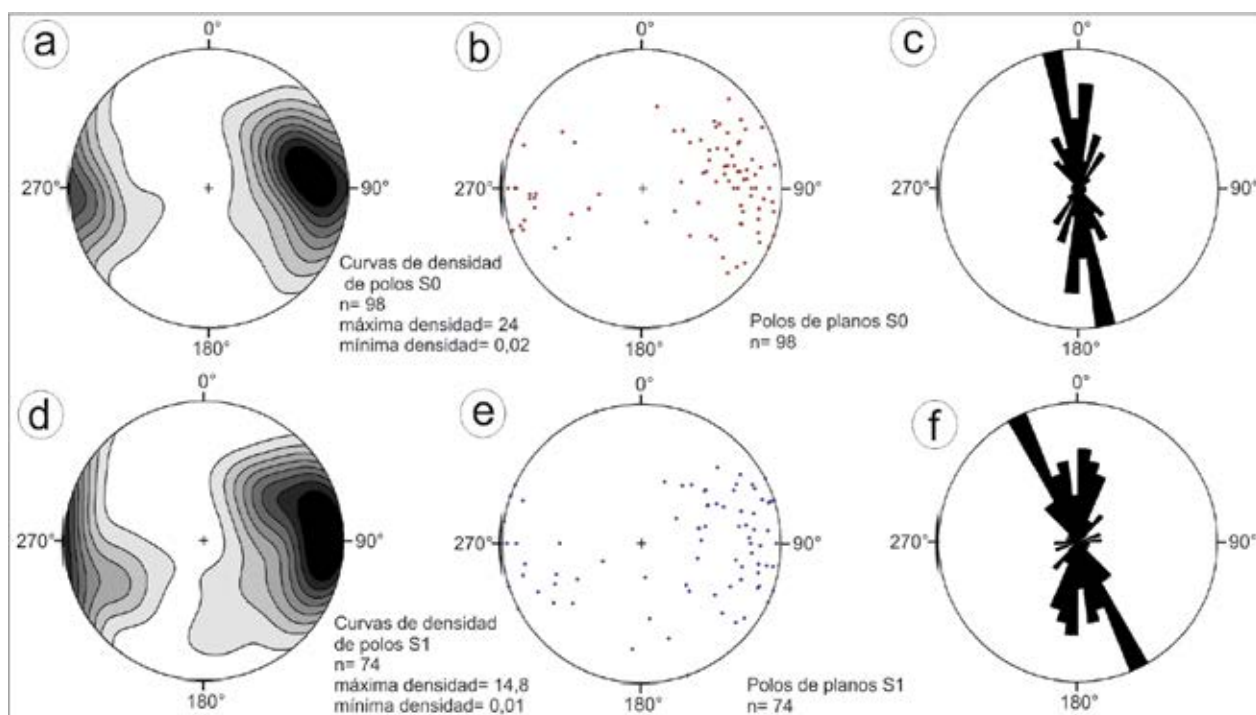


Figura 1. Representación de datos estructurales: (a-b-d-e) representaciones estereográficas equiareales con proyección en el hemisferio inferior, (c-f) diagramas de frecuencias de rumbos. **a)** Curvas de densidad de polos para planos de estructuras primarias (S0); **b)** Polos de estructuras S0; **c)** Diagrama en roseta del rumbo de los planos de estructuras primarias (S0); **d)** Representación de curvas de densidad de polos para superficies de clivaje de plano axial (S1); **e)** Polos para estructuras S1; **f)** Diagrama en roseta del rumbo del clivaje de plano axial (S1).

centímetros hasta cientos de metros. La generación de pliegues mayores va acompañada por el desarrollo de un clivaje de plano axial penetrativo S1, que se destaca en niveles de granulometría fina, tales como pelitas y lutitas. La representación estereográfica de planos S0 y S1 muestran rumbos acotados entre el cuadrante NNO a NS (Figs. 1a-f). Por otro lado, se ha observado que los planos axiales de los pliegues buzcan con alto ángulo y en algunos casos presentan flancos volcados, con ejes buzantes hacia el NNO-NO. Los resultados obtenidos serían concordante con las observaciones realizadas por von Gossen (1997), quién describió en las inmediaciones del dique Cuesta del Viento, pliegues asimétricos de escala variable de vergencia NO-O, a los que se superponen fallas inversas de alto ángulo de rumbo principalmente ESE-SE. Por otro lado, González-Menéndez *et al.* (2013) describen en la sierra del Tigre sistemas de pliegues subverticales, con incipiente vergencia al este, desarrollo de clivaje de plano axial y metamorfismo en facies de esquistos verdes en algunos dominios. La generación de pliegues asimétricos observados en las secuencias siliciclásticas de la Formación Yerba Loca y el subsecuente desarrollo de clivaje penetrativo de plano axial se asocia a lo que regionalmente se conoce como fase orogénica Chánica (Ramos *et al.* 1986), (pre-carbonífera). Tales estructuras presentan el mismo patrón geométrico en toda la extensión de la Formación Yerba Loca, que incluye las zonas del alto del Colorado, cordón del Coronel y sierra del Tigre. Por otro lado, la generación de estructuras menores, tales como desarrollo de bandas y pliegues kink y sis-

temas de fallas inversas de alto ángulo representarían sistemas de estructuras que se yuxtaponen a las más antiguas y podrían agruparse entre los pulsos compresivos del ciclo ándico de edad terciaria.

Referencias

- Furque, G. 1963. Descripción Geológica de la Hoja 17b - Guandacol. Boletín Servicio Geológico Nacional, 92: 104 p. Buenos Aires.
- Furque, G. 1979. Descripción Geológica de la Hoja 18c, Jáchal. Boletín Servicio Geológico Nacional, 81 p.
- Von Gossen, W. 1997. Early Paleozoic and Andean structural evolution in the Río Jáchal section of the Argentina Precordillera. *Journal of South American Earth Sciences* 10(5-6): 361-388.
- Ramos, V., Jordan, T., Allmendinger, R., Mpodozis, C., Kay, S., Cortés, J. y Palma, M. 1986. Paleozoic terranes of the Central Argentine- Chilean Andes. *Tectonics* 5: 855-880.
- González-Menéndez, L., Gallastegui, G., Cuesta, A., Heredia, N. y Rubio-Ordóñez A. 2013. Petrogenesis of Early Paleozoic basalts and gabbros in the western Cuyania terrane: Constraints on the tectonic setting of the southwestern Gondwana margin (Sierra del Tigre, Andean Argentine Precordillera). *Journal of Gondwana Research* 24: 359-376.

ESTRUCTURAS DEL BASAMENTO EN LAS PROXIMIDADES DE LA EA. LOS SAUCES. SECTOR CENTRAL DE LA SIERRA DE SAN LUIS (PROV. DE SAN LUIS)

José Sellés-Martínez¹, Constanza Ferreiro², Teresita Montenegro¹

¹ IGEBA, Depto. de Cs. Geológicas, FCEyN-UBA, Pab. 2, Cdad. Univ., CABA.

E-mail: pepe@gl.fcen.uba.ar

² Depto. de Cs. Geológicas, FCEyN-UBA, Pab. 2, Cdad. Universitaria, CABA.

El área de trabajo se ubica en el sector central de la Sierra de San Luis, próxima a la Ea. Los Sauces, al sur del río Luluara, norte del Arroyo de la Cal, y al oeste de la RP N° 4. Son metasedimentitas asignadas al basamento ígneo-metamórfico de las Sierras Pampeanas, estructurado principalmente durante la orogenia Famatiniana y pertenecen a la zona de grado metamórfico medio del Complejo Metamórfico Pringles (Sims *et al.* 1998). Los cuerpos ígneos asociados, emplazados durante la deformación famatiniana de acuerdo con sus estructuras y las relaciones con la roca de caja (Ortiz Suárez *et al.* 1992) presentan texturas graníticas y pegmatíticas. La estructura fue estudiada, entre otros autores, por von Gosen y Prozzi (1996) y von Gosen (1998). Los episodios de deformación e intrusión han ocurrido bajo diferentes condiciones de presión y temperatura, dando origen a complejas relaciones entre estructuras, siendo uno de los objetivos del trabajo descifrar e interpretar estas relaciones. Con este fin se han colectado datos de rumbos e inclinaciones de las diferentes estructuras identificadas y se han recogido muestras orientadas para la confección de cortes delgados. Los rasgos destacables son:

Estratificación: Si bien la misma se halla muy desdibujada en los flancos de los pliegues como consecuencia del intenso clivaje, puede ser reconocida en las zonas de charnela (Figura 1a) en cuya proximidad se conservan estructuras sedimentarias del tipo estratificación entrecruzada.

Clivaje: El clivaje más prominente es el clivaje de plano axial (Figura 1a), que muestra evidencias de refracción en los cambios litológicos. Es muy evidente también su curvamiento alrededor de bochones intrusivos y fragmentos de venas más resistentes (Figura 1b).

Pliegues: Los pliegues se han desarrollado a diferentes escalas y con diferentes simetrías, amplitudes y longitudes de onda. La superposición de fábricas de acortamiento con otras generadas por la cizalla (y también la partición de la deformación como consecuencia de controles reológicos) han generado complejas figuras de interferencia (Figura 1c) con pliegues

cuyos planos axiales son oblicuos a los de los pliegues regionales.

Diaclasas: El diaclasamiento es un rasgo muy conspicuo en toda el área. Si bien a simple vista se observa que la mayoría de las superficies de diaclasa se orientan siguiendo los clásicos patrones de diaclasas de cizalla, de extensión y de alivio paralelo al eje de las estructuras compresivas no se ha encarado en esta etapa un estudio exhaustivo y estadístico de sus características y agrupamiento.

Fallas: Resultan de interés para el análisis meso y microtectónico, entre otras, las pequeñas fallas oblicuas a la orientación general de las estructuras que favorecen el estiramiento en dirección perpendicular al esfuerzo máximo local y que a veces toman forma sigmoidal (Figura 1d).

Venas: La venas son de tipo pegmatítico o cuarzoso y presentan diferentes orientaciones y orígenes. Las de mayor escala observada presentan orientaciones paralelas (filones capa pegmatíticos) y normales (Figura 1e) a la estratificación original, generando una estructura que podría asimilarse a la de un edificio (pisos y paredes que se cortan a 90°) y que en algunos sectores aparecen afectadas por el plegamiento. Las venas menores pueden estar intensamente plegadas y exhibir flancos replegados en pequeñas formas aplastadas y con planos axiales paralelos al clivaje (Figura 1f) y, en ocasiones, fragmentados y boudinados. En otros casos, las venas presentan boudinage dúctil o frágil. Las venas escalonadas están (Figura 1g) claramente asociadas a la deformación por cizalla.

Fenoblastos orientados: Se ha identificado un nivel portador de fenoblastos mayormente oblados de estaurólita (reemplazada por filosilicatos de Al) que definen tanto una fábrica planar con sus ejes mayor e intermedio paralelos al plano de clivaje (Figura 1h).

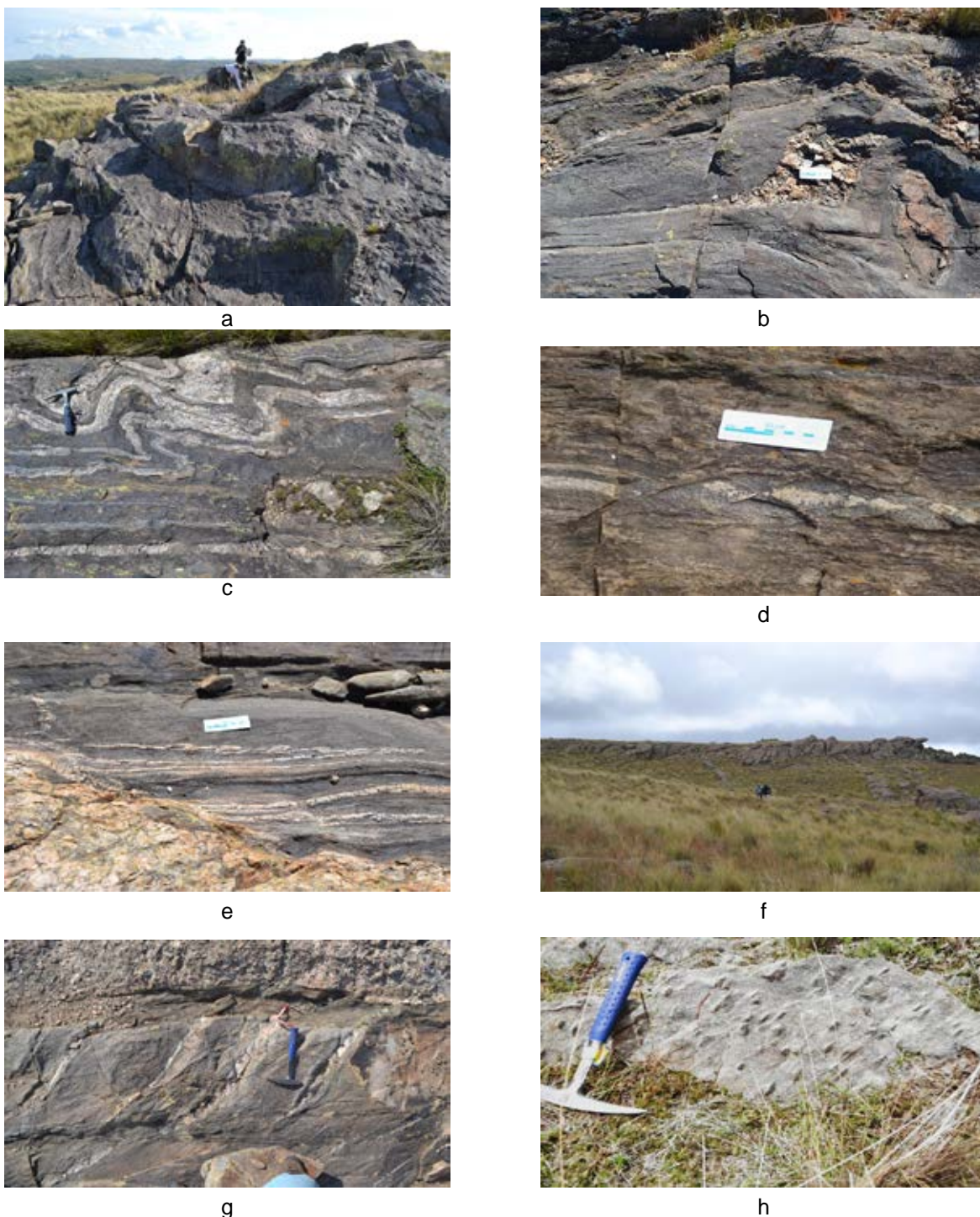


Figura 1. Algunas de las estructuras relevadas en el área de trabajo (ver asignación en el texto).

Referencias

Ortiz Suárez, A., Prozzi, C. y Llambías, E. 1992. Geología de la parte sur de la Sierra de San Luis y granitoides asociados, Argentina. *Estudios Geológicos* 48: 269-277, Madrid.

Sims, J., Stuart-Smith, P., Lyons, P. y Skirrow, R. 1997. Informe Geológico y Metalogenético de las Sierras de San Luis y Comechingones. Provincias de San Luis y Córdoba. Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 28: 148, Buenos Aires.

von Gosen, W. 1998. Transpressive deformation in the southwestern part of the Sierra de San Luis (Sierras Pampeanas, Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 11(3): 233-264.

von Gosen, W. y Prozzi, C. 1996. Geology, structure and metamorphism in the area south of La Carolina (Sierras de San Luis, Argentina). 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 301-314, Buenos Aires.

ANÁLISIS ESTRUCTURAL DE LA SIERRA DE VARELA MEDIANTE IMÁGENES ASTER-GDEM

M. Laura Tobares¹, Amancay Martínez¹, Laura Giambiagi², Aldo Giacardi¹ y David Aguilera¹

¹ Departamento de Geología, FCFMyN, UNSL. Ejército de Los Andes 950. San Luis. CyT 3-20314. E-mail: mltobares@gmail.com

² CCT Mendoza, Av. Ruiz Leal S/N Parque General San Martín - Ciudad - Mendoza.

La sierra de Varela es el asomo más austral de las Sierras Pampeanas y está localizada al sur de la Provincia de San Luis. Esta elevación está conformada en su mayoría por esquistos, gneises y migmatitas de edad paleozoica superior, de similar composición al basamento de la Sierra de San Luis. En el extremo sur apoyando en discordancia sobre el mismo afloran secuencias mesozoicas y cenozoicas correspondientes a las formaciones Cerro Varela y Lagarcito respectivamente. La Formación Cerro Varela está conformada por ignimbritas y tobas de edad triásica media que ha sido correlacionada por su composición, química y edad con la sección superior del Grupo Choiyoi (Martínez *et al.* 2012). El levantamiento de la sierra fue adjudicado por Flores (1979) a la existencia de dos fallas inversas principales, una de orientación NE-SO y otra que limita la sierra al oeste de orientación N-S con el labio bajo hacia el occidente. Por otro lado, Costa *et al.* (1993) describió las secuencias piroclásticas de la Fm. Cerro Varela como cuevas asimétricas, elongadas en sentido NO-SE con formas homoclinales de estratos que inclinan 22° a 33° hacia el SO de Norte a Sur. Estas secuencias piroclásticas se encontrarían limitadas por fallas normales de orientación 290°-310° con inclinación 60°- 70° al Norte, donde el carácter normal de estas fallas estaría evidenciado por la presencia de basamento en el labio elevado y plegamiento por arrastre (Costa *et al.* 1993).

En este trabajo se presenta el análisis estructural de la zona mediante modelos de elevación digital utilizando imágenes ASTER-GDEM. Se distinguieron así dos juegos de fracturas principales, en el sector Norte una familia con orientación ONO-ESE a O-E y en el sector Centro-Sur, otra de orientación NE-SO. Estos lineamientos definen bloques con distinta elevación que en algunos casos muestran desplazamientos horizontales aparentes (Figuras 1A y B). En este trabajo se analizó el sector Centro-Sur donde se encuentran mejor expuestas las unidades volcánicas.

Los esfuerzos extensivos dominantes durante de la apertura de las cuencas triásicas fueron de orientación NE-SO (Giambiagi y Martínez 2008), observándose así en la zona de estudio sectores de borde con mayor desarrollo de la actividad volcánica representada en grandes volúmenes de ignimbritas (Figura 1C).

Se han reconocido al Este del río Agua de las Piedras, dos planos de fallas de alto ángulo con Az 340°/66° NE y 305°/77° NE (Figuras 1D y E), que podrían corresponder a fallas de borde. Sobre la base del modelo de elevación digital se confeccionó una vista 3D que permitió reconocer el posible límite norte del depocentro en contacto con el basamento que presenta mayor elevación y cuevas asimétricas de menor altura (Figura 1F). El mismo esquema de cuevas asimétricas se observó en un perfil longitudinal N-S de la sierra (Figura 1G) distinguiendo lomadas limitadas hacia el sur por fallas de menor jerarquía y observándose la posible falla de borde hacia el Norte.

La deformación presente podría ser resultado de una cinemática transcurrente sinistral producto de un régimen de esfuerzos extensionales. Esto se correspondería con el desarrollo de un *rift* continental, similar a lo que habría ocurrido en zonas aledañas como el Bloque de San Rafael (Kleiman y Japas 2009, Monti y Franzese, este congreso).

Referencias

- Costa C. y Cortés J. 1993. Tectónica extensional en el extremo Sur de la sierra de San Luis. 12° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 113-119.
- Flores, M. 1979. Cuenca de San Luis. En Turner, J. (ed.) 2° Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 1: 745-767.
- Giambiagi, L.B. y Martínez, A.N. 2008. Permo-Triassic oblique extension along an ancient lithospheric anisotropy, southwestern South America. *Journal of South American Earth Sciences* 26: 252-260.
- Kleiman, L.E., y Japas, M.S. 2009. The Choiyoi volcanic province at 34°S-36°S (San Rafael, Mendoza, Argentina): Implications for the Late Paleozoic evolution of the southwestern margin of Gondwana. *Tectonophysics* 473: 283-299.
- Martínez, A., Tobares, M. L., Giacardi, A., Aguilera, D., Roquet, B. y Giambiagi, L. 2012. Depósitos piroclásticos gondwánicos en el sur de la sierra de Varela: su petrografía y geoquímica. *Serie de Correlación Geológica* 28(1): 23-32.
- Monti, M. y Franzese, J. 2015. Extensión triásica oblicua en el Bloque de San Rafael. (Este congreso)

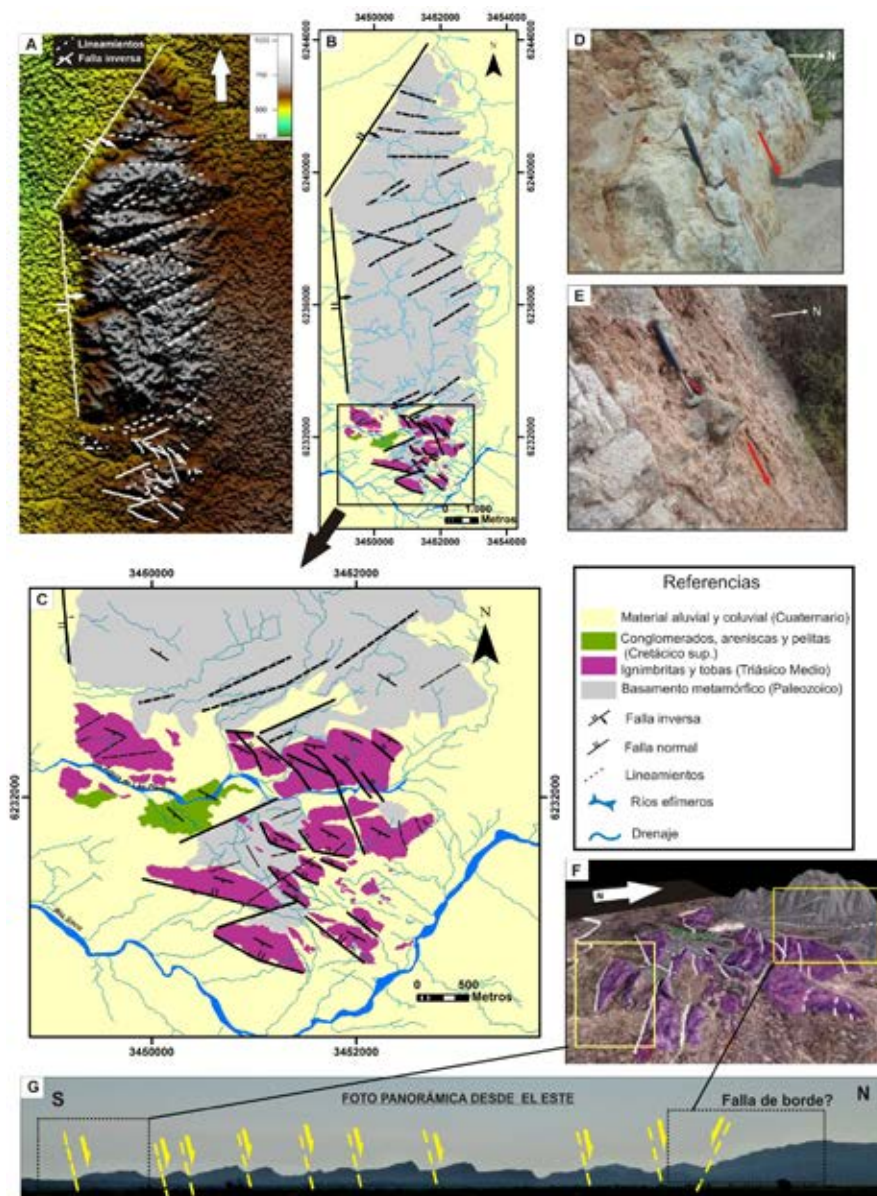


Figura 1. A) Imagen ASTER-GDEM de la sierra de Varela y sus rasgos estructurales. B) Mapa geológico de la sierra de Varela. C) Mapa geológico del sector sur de la sierra de Varela. D) Plano de falla normal; $340^{\circ}/66^{\circ}\text{NE}$ E) Plano de falla normal; $305^{\circ}/77^{\circ}\text{NE}$ F) Vista 3D del modelo de elevación digital, correspondiente al sector sur de la sierra de Varela. G) Foto panorámica del sector sur de la mencionada sierra, tomada desde el Este.

Tectónica Andina General



DISTRIBUCIÓN IRREGULAR DE LAS DEFORMACIÓN Y SEDIMENTACIÓN CENOZOICAS EN EL TRAMO MEDIO DE LOS VALLES CALCHAQUÍES, PROVINCIA DE SALTA

Alejandro Aramayo¹, Fernando Hongn¹ y Cecilia del Papa²

¹ Instituto de Bio y Geociencias (IBIGEO), CONICET-Universidad Nacional de Salta, 9 de julio 14, Rosario de Lerma, Salta, Argentina. alejandroaramayo@yahoo.com.ar

² CICTERRA-CONICET, Universidad Nacional de Córdoba

El tramo medio de los Valles Calchaquíes se encuentra al sur de los 25°40'S e incluye a los valles de Hualfín, Pucará y Calchaquí principal (Angastaco-Las Viñas-San Lucas). En este sector afloran los depósitos de la cuenca del Grupo Salta (Cretácico-Eoceno medio, Salfity y Marquillas 1994), sobre los que se asienta la sucesión continental que compone el relleno de la cuenca del antepaís andino representado por el Grupo Payogastilla (Eoceno medio-Pleistoceno) conformado por las Formaciones Quebrada de los Colorados, Angastaco, Palo Pintado y San Felipe (Díaz 1987). En las áreas occidentales (Hualfín-Pucará) solo aflora el Subgrupo Pirgua (base del Grupo Salta) cubierto por las Formaciones Quebrada de los Colorados y Angastaco. En las áreas orientales (Las Viñas y San Lucas) se observan afloramientos del Subgrupo Santa Bárbara (techo del Grupo Salta) y la secuencia sinorogénica está completa.

Estructuralmente el área muestra fallas y pliegues de grandes dimensiones que alcanzan decenas de km de largo (Carrera y Muñoz 2008). Los anticlinales mayores, con núcleo de basamento, son asimétricos y generados por fallas inversas de alto ángulo que cortan a la cubierta sedimentaria, la cual muestra evidencias de plegamiento por propagación falla con participación de cizalla triangular. Un rasgo notable de este sector es la presencia de estructuras doble vergentes, con fallas que involucran al basamento en un estilo tectónico de piel gruesa (Mon y Drozdzewski 1999). A pesar de ello las estructuras poseen una orientación general meridiana a submeridiana con vergencia dominante hacia el oeste probablemente producto de la inversión de las fallas normales del rift y de las heterogeneidades del basamento (Hongn *et al.* 2010).

Los Grupos Salta y Payogastilla conforman los depósitos del rift mesozoico y el antepaís andino, respectivamente, y representan condiciones tectónicas diferentes, lo que implica que en el contacto entre ambos existan discontinuidades estratigráficas y, en ocasiones, discordancias (Payrola *et al.* 2012). Relaciones de este tipo se observan en el Valle de Pucará donde el Subgrupo Pirgua es cubierto en discordancia angular por la base del Grupo Payogastilla y en las

áreas Las Viñas-San Lucas donde el Subgrupo Santa Bárbara se apoya sobre el basamento y es cubierto en relación de traslape por la Formación Quebrada de los Colorados. Estas relaciones estratigráficas indican un evento de deformación previo al depósito de la base del Grupo Payogastilla datada en 38 Ma (Carrapa *et al.* 2011).

Además de la discordancia que muestra en su base, el Grupo Payogastilla contiene estructuras de crecimiento asociadas a sedimentación sintectónica. La Formación Quebrada de los Colorados presenta estructuras de crecimiento en las áreas Hualfín, Pucará, Angastaco y Las Viñas, rasgos que permiten confirmar la existencia de eventos de deformación paleógenos en la zona. Esta unidad presenta características que señalan aportes detríticos locales indicando la exhumación de las sierras circundantes, con variaciones en la conectividad entre las cuencas debido al levantamiento de bloques de basamento y/o al crecimiento de las estructuras. Estas observaciones permiten interpretar que la deformación ocurrió desde el Eoceno medio-superior en el tramo medio de los Valles Calchaquíes, sin un patrón claro de migración.

En las áreas Pucará y Angastaco se observa una discordancia angular entre las Formaciones Quebrada de los Colorados y Angastaco, lo que indicaría una continuidad de la deformación alrededor de los 22 Ma teniendo en cuenta la edad de la base de la Formación Angastaco (21 Ma, Carrapa *et al.* 2011, del Papa *et al.* 2013), episodio no registrado en sucesiones más occidentales (Hualfín) donde estas unidades tienen relaciones de conformidad. Por su parte, la Formación Angastaco muestra estructuras de crecimiento en el valle Calchaquí principal (Carrera y Muñoz 2008, Carrapa *et al.* 2011), que ratifican la ocurrencia de deformación en torno a 14-13 Ma. Por otro lado, La Ignimbrita Pucarilla (12 Ma, Marrett *et al.* 1994) cubre en discordancia angular a las unidades del Grupo Payogastilla plegadas y además está cortada por la falla Jasimaná (borde oriental del Valle de Hualfín), estos rasgos indican eventos de deformación previos y posteriores a los 12 Ma para esta zona.

En consecuencia, la información disponible indica que entre 22 y 12 Ma la deformación tampoco muestra señales de un patrón regular de migración y en líneas generales se concentró o localizó en las mismas estructuras que controlaron el depósito de la Formación Quebrada de los Colorados. De todos modos, la discordancia angular entre las Formaciones Quebrada de los Colorados y Angastaco, y las estructuras de crecimiento preservadas en ésta última, podrían indicar que la falla de Quilmes (límite entre los valles de Pucará y Calchaquí principal) habría sido la estructura que mayor acortamiento concentró entre los 21-12 Ma. Posterior a este tiempo si bien la deformación continúa en las áreas occidentales, que se ahogaban (Hualfín) y colmataban (Hualfín-Pucará), mantiene un

comportamiento irregular con áreas de escaso acortamiento (valle de Hualfín). A partir de esto, se interpreta que desde los 12 Ma se produjo la migración de la deformación y la sedimentación hacia el este, a la ubicación del Valle Calchaquí principal donde la sedimentación y la deformación tuvieron otra intensidad como lo demuestra el depósito de la sección superior de la Formación Angastaco y de las Formaciones Palo Pintado y San Felipe, y la estructura de fallas y pliegues que ellas registran.

En resumen, las estructuras pre-cenozoicas del tramo medio de los Valles Calchaquíes definían un sustrato fragmentado que condujo a una configuración compleja de la cuenca de antepaís andina desde su inicio, en el contexto de una tectónica de piel gruesa y con el agregado de la reactivación e inversión de heterogeneidades previas, lo que provocó una distribución irregular de la deformación-sedimentación cenozoicas (Hongn *et al.* 2010). En esta contribución se propone que la zona de estudio muestra rasgos que indican un desarrollo continuo de la deformación-sedimentación desde el Paleógeno hasta el Mioceno medio (38-12 Ma), tiempo posterior al cual se habría producido la propagación de la deformación y la migración de la sedimentación hacia el antepaís, donde se depositaron los niveles superiores de la Formación Angastaco y las unidades más jóvenes del Grupo Payogastilla, en un depocentro ya separado y débilmente conectado de las áreas más occidentales.

Asimismo el levantamiento de bloques de basamento y los fenómenos de deformación intracuenca, junto a los rasgos de sedimentación sintectónica y el alto grado de preservación de rocas clásticas gruesas, indican que cada uno de los depocentros que componen el tramo medio de los Valles Calchaquíes, presentan características compatibles con el modelo de cuencas tipo intermontanas desde el tiempo Eoceno, escenario que se ajusta a un modelo de antepaís fragmentado (Jordan *et al.* 1983).

Referencias

Carrapa, Bywater-Reyes, DeCelles, Mortimer y Gehrels, 2011. Late Eocene–Pliocene basin evolution in the Eastern Cordillera of northwestern Argentina (25°–26°S): regional implications for Andean orogenic wedge development. *Basin Research* (2011) 23, 1–20, doi: 10.1111/j.1365-2117.2011.00519.x.

Carrera, N. y Muñoz, J.A., 2008. Thrusting evolution in the southern Cordillera Oriental (northern Argentine Andes): Constraints from growth strata. *Tectonophysics* 459(1-4):107-122.

Del Papa, C.E., Hongn, F., Powell, J., Payrola Bosio, P., Do Campo, M., Strecker, M.R., Petrinovic, I., Schmitt, A. K. y Pereyra, R. 2013. Middle Eocene-Oligocene broken foreland evolution in the Andean Calchaqui Valley, NW Argentina: insights from stratigraphic, structural and provenance studies. *Basin Research*, 25: 1-20, doi: 10.1111/bre.12018.

Díaz, J. 1987. Estratigrafía y Sedimentología del Terciario Superior de la región comprendida entre los valles de los ríos Calchaquí y Guachipas, provincia de Salta, República Argentina. Tesis doctoral. Universidad Nacional de Tucumán. 122 p. (Inédito)

Hongn, F., Mon, R., Petrinovic, I., del Papa, C.E., y Powell, J. 2010. Inversión y reactivación tectónicas cretácico-cenozoicas en el noroeste argentino: influencia de las heterogeneidades del basamento neoproterozoico-paleozoico inferior: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, v. 66: 38-53.

Jordan, T., Isacks, B.L., Allmendinger R.W., Brewer, J.A., Ramos, V.A. y Ando, C.J. 1983. Andean tectonics related to geometry of the subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin*, 94: 341-361.

Marrett, R., R. Allmendinger, R. Alonso y Drake, R. 1994. Late Cenozoic tectonic evolution of the Puna Plateau and adjacent foreland, northwestern Argentine Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 7:179-207.

Mon, R. y Drozdowski, G. 1999. Estructura doble-vergente en los Andes del Norte Argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 54(1): 3-8.

Payrola, P., del Papa, C., Hongn, F. y Aramayo, A. 2012. La discordancia eocena en el valle del Tonco-valles Calchaquíes: Configuración de las cuencas del Antepaís andino. XIII Reunión Argentina de Sedimentología. 161-162 p.

Salfity, J.A., y Marquillas, R.A. 1994. Tectonic and sedimentary evolution of Cretaceous-Eocene Salta Group basin, Argentina. In: Salfity, J.A. (Ed.), *Cretaceous Tectonics of the Andes*. Earth Evolution Sciences, Friedr. Vieweg and Sohn, 266–315 p.

ANÁLISIS ESTRUCTURAL DEL VALLE DE ALFARCITO – PUNTA CORRAL. QUEBRADA DE HUMAHUACA. PROVINCIA DE JUJUY

Emilio Barrabino¹, Raúl Seggiaro², Juan José Ramos³, Agustina Villagrán¹, Melina Celedón¹

¹ IBIGEO – CONICET. Universidad Nacional de Salta. Av. Bolivia 5150, Salta, Argentina (4400). barrabinoemilio@gmail.com

² Servicio Geológico Minero Argentino. Av. Bernardo Houssay 1099 y Universidad Nacional de Salta.

³ Paradigm Geophysical

La Quebrada de Humahuaca integra una parte de la Cordillera Oriental que presenta evidencias estratigráficas y estructurales de los eventos tectónicos más destacados que caracterizan al noroeste argentino: la Fase Tilcárica (Turner y Méndez 1975, Turner y Mon 1979), cuya deformación está impresa en las unidades del basamento proterozoico del Complejo Puncoviscana (Turner 1960, nom. Transl. Aparicio Gonzalez 2014), sobre el que se apoyan en discordancia angular los depósitos marinos cámbricos del Grupo Mesón. La fase Irúya (Russo y Barcat 1978) representada por una discordancia erosiva y con bajo ángulo que separa el Grupo Mesón del Grupo Santa Victoria de edad cambro-ordovícica (Turner 1960). La fase compresiva Oclóyica (Mon y Hong 1987) de fines del Ordovícico que se refleja en corrimientos que quedaron fosilizados bajo la depositación del Subgrupo Balbuena (Maastrichtiano-Daniano) en su mayoría representado aquí por las calizas y areniscas calcáreas de la Formación Yacoraite. El ciclo Ándico se inició con la generación de un *rift* intracratónico (Grier *et al.* 1991), que en la zona de estudio se comportó como un bloque positivo llamado Dorsal Salto-Jujeña, no afectado por fallas normales y por lo tanto sin la presencia en el registro sedimentario de los depósitos continentales de *sinrift* del Subgrupo Pigua, base del Grupo Salta (Turner 1960). Los afloramientos del Subgrupo Balbuena representan la subsidencia generalizada de la cuenca cretácica durante el enfriamiento del *rift*, por lo que sus depósitos sepultan la mayoría de las fallas previas y se apoyan directamente sobre distintas unidades del sustrato paleozoico y precámbrico. Esta particularidad regional constituye una ventaja para el análisis estructural precretácico, ya que al no registrarse fallas normales, se simplifica el análisis de la relación de las estructuras cenozoicas con las paleozoicas. La orogénesis Andina continuó con el posterior desarrollo de un sistema compresivo con corrimientos iniciados a partir del Eoceno Medio (Carrera *et al.* 2006).

El Valle de Alfarcito - Punta Corral ubicado al este de la Quebrada de Humahuaca presenta características estructurales que se determinaron con datos de campo, las cuales indican la superposición de corrimientos generados durante dos eventos tectónicos

diferentes, ya que los afloramientos saltuarios del Subgrupo Balbuena se asientan en discordancia angular sobre el basamento (Complejo Puncoviscana) y diferentes unidades paleozoicas (Grupo Mesón o Grupo Santa Victoria) en distintos sectores del área de estudio, dando evidencia de un sustrato fuertemente heterogeneo existente al momento de la depositación del Subgrupo Balbuena (Figura 1a y 1b).

La figura 1a presenta un modelo 3D del programa SKUA, realizado a partir de una sección balanceada de rumbo E-O entre el valle de Alfarcito - Punta Corral y la Quebrada de Humahuaca, a la altura de la localidad de Tilcara. En esta sección se observan dos corrimientos principales aquí denominados Alfarcito al del oeste y Tilcara al del este, ambos con vergencia oriental. El corrimiento Alfarcito eleva la sierra del mismo nombre con la generación de un pliegue por propagación de falla asimétrico con la culminación frontal fuertemente buzante y una profundidad de despegue calculada con el método de exceso de áreas en 2700 m aproximadamente. El bloque cabalgante está integrado por un anticlinal con núcleo en el Complejo Puncoviscana y el bloque yaciente por un sinclinal con núcleo en el Subgrupo Balbuena, coincidente con el Valle de Alfarcito. El corrimiento Tilcara eleva los Altos de Tilcara y pone en contacto rocas del basamento con el Grupo Mesón. El Subgrupo Balbuena se apoya sobre sedimentitas ordovícicas del Grupo Santa Victoria en el faldeo occidental de la sierra de Tilcara, sobre el Complejo Puncoviscana y el Grupo Mesón en el faldeo oriental del Cordón de Alfarcito, sepultando parcialmente a la discordancia Tilcárica y sobre el Grupo Mesón en el sector oriental de la Quebrada de Humahuaca.

La sección E-O elaborada en base a datos y relaciones de campo muestra que el anticlinal que forma el Subgrupo Balbuena en el bloque colgante del corrimiento Alfarcito tiene una longitud de onda mayor y menor amplitud del que forman las unidades paleozoicas que se encuentran debajo, con este criterio se realiza la reconstrucción palinospástica enrasada al nivel del Subgrupo Balbuena de la figura 1b, que revela la existencia de un paleorelieve precretácico generado por un corrimiento vergente al este, que cabalga el Complejo Puncoviscana sobre los grupos Mesón y Santa Victoria. La profundidad de despegue de este corrimiento preandino fue calculada en 1300 m. mediante el método de exceso de área (A).

La presencia de corrimientos preandinos plegados y/o reactivados por los andinos como la analizada en este trabajo fue observada también en distintas secciones de la Cordillera Oriental (Mon *et al.* 1993; Alonso *et al.* 2012; Martín Serrano *et al.* 2014) revelando en la mayoría de los casos una marcada influencia en el desarrollo del estilo estructural andino.

La edad de estos corrimientos es incierta por el hiatus comprendido entre las unidades del paleozoico inferior y cretácicas, no obstante, el evento tectónico

más relevante registrado en la región previo al cretácico corresponde a la Fase Oclóyica de fines del Ordovícico.

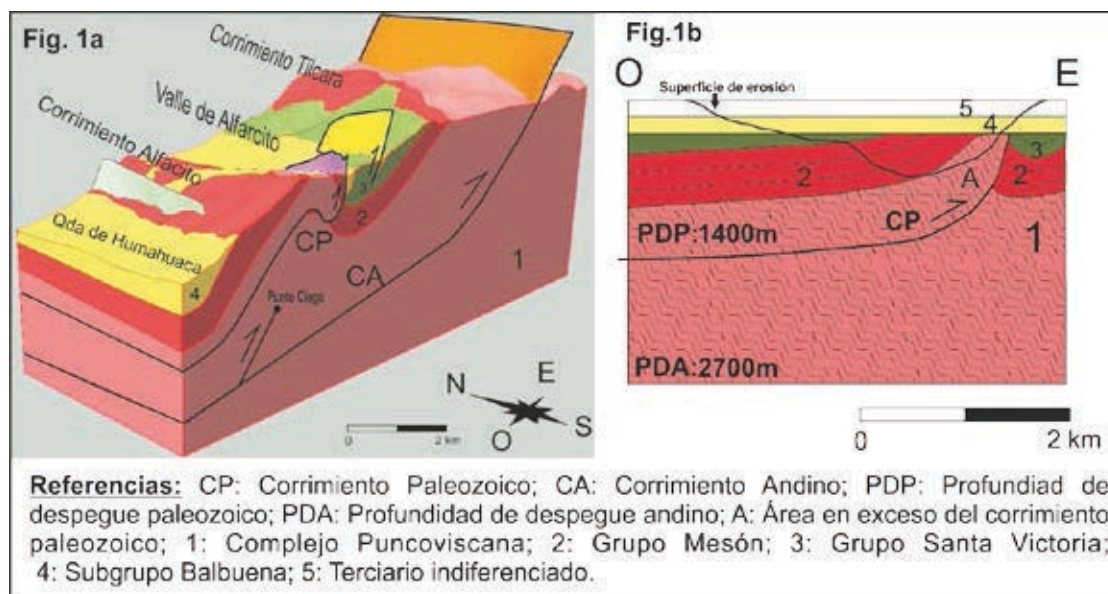


Figura 1. a) Modelo 3D con Programa SKUA. b) Reconstrucción palinspástica enrasada al Subgrupo Balbuena.

Referencias

- Alonso, J.L., Seggiaro, R., Quintana, L., Gallastegui, J., Bulnes, M., Poblet, J., Heredia N., Rodríguez Fernández L.R. 2012. Paleozoic deformations in the Eastern Cordillera of the Andes at 23°S (NW Argentina). 8º Congreso Geológico de España, Geo-Temas 13: 1844-1847. Oviedo.
- Aparicio González, P. 2014. El basamento estratigráfico en la Sierra de Mojotoro, tramo austral de la Cordillera Oriental Argentina. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Salta (inédita), Salta.
- Carrera, N., Muñoz J.A., Sàbat, F., Mon R., Roca E. 2006. The role of inversion tectonics in the structure of the Cordillera Oriental (NW Argentinean Andes). *Journal of Structural Geology* 28: 1921-1932.
- Grier, M. E., Salfity, J. A. y Allmendinger, R. W. 1991. Andean reactivation of the Cretaceous Salta rift, northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 4(4): 351-372.
- Martin Serrano, A., Seggiaro, R. E., Rodríguez Fernández, R., Alonso, J.L. 2014. La deformación andina del cenozoico tardío en la Quebrada de Humahuaca. 19º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 125-127. Córdoba.
- Mon, R. y Hongn, F. 1987. Estructura del Ordovícico de la Puna. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 42: 31-38.
- Mon, R., Rahmer, S. and Mena, R. 1993. Estructuras superpuestas en la Cordillera Oriental. In: XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 48-54.
- Russo, A. y Barcat, C., 1978. Relaciones entre los sedimentos cámbricos y ordovícicos en el norte de las provincias de Salta y Jujuy. *Acta Geológica Lilloana, Suplemento* 14(2): 117-119.
- Turner, J. 1960. Estratigrafía de la Sierra de Santa Victoria y adyacencias. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba* 41(2): 163-196.
- Turner, J. y Mendez V. 1975. Geología del Sector oriental de los departamentos Santa Victoria e Iruya. Provincia de Salta. República Argentina. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias* 51(1-2): 11-24.
- Turner, J. y Mon, R. 1979. Cordillera Oriental 2º Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, Actas 1: 57-94. Córdoba, República Argentina.

AVANCE DE LA FAJA PLEGADA Y CORRIDA DE MALARGÜE A TRAVÉS DEL ESTUDIO DE CUERPOS INTRUSIVOS Y SU CONTROL ESTRUCTURAL DE EMPLAZAMIENTO EN EL RÍO SALADO.

Anahí Benítez¹ y Diego A. Winocur¹

¹ Laboratorio de Tectónica Andina, Instituto de Estudios Andinos "Don Pablo Groeber" (IDEAN), Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, C1428EHA, Buenos Aires, Argentina. aanahibenitez@gmail.com

El área de estudio se encuentra en el ámbito de la Cordillera Principal a los 35°S, en lo que constituye el valle del curso medio del río Salado en la provincia de Mendoza.

Durante la fase compresiva Andina se estructuró la faja plegada y corrida de Malargüe (Kozłowski 1993) a partir de la inversión de estructuras extensionales triásicas y jurásicas que controlaron la depositación de las secuencias de cuenca Neuquina (Giambiagi *et al.* 2005). Recientemente, y en cercanías del río Diamante, Turienzo (2010) propuso la existencia de corrimientos de basamento como control de la deformación, sin la influencia de fallas previas extensionales que fueron invertidas.

Los depósitos mesozoicos más antiguos aflorantes en la zona los constituyen las calizas del Grupo Lotena, mientras que el Kimmeridgiano y Cretácico están representados por las areniscas y calizas del Grupo Mendoza. Estas unidades se encuentran controladas en profundidad por la falla de basamento Los Blancos, la cual fue activa normalmente durante el jurásico y reactivada en el kimmeridgiano. Posteriormente se depositaron durante el cretácico tardío las areniscas rojizas del Grupo Neuquén. Durante el Mioceno y permitió la exposición de estas litologías en conjunto con el emplazamiento de cuerpos intrusivos de edad Miocena (Benítez 2015). Posteriormente se depositaron durante el cretácico tardío las areniscas rojizas del Grupo Neuquén.

Los cuerpos intrusivos de edad Miocena conforman la evidencia de la actividad magmática del arco en la zona entre los 20 y 7 Ma (Baldauf 1997, Linares 2001; Nullo *et al.* 2002). Los mismos fueron incluidos dentro de la Formación Huincan por Benítez (2015), y corresponden a cuerpos hipabisales de tipo pórfiro, con composiciones variables desde andesíticas hasta granodioríticas.

Descripción

A partir del análisis conjunto de la morfología de los cuerpos intrusivos, sus edades radimétricas y la relación y control estructural sobre las mismas, en este trabajo se propone una temporalidad de la deformación de la faja plegada y corrida de Malargüe a esta

latitud y expansión del arco magmático mioceno como consecuencia de la subhorizontalización de la placa de Nazca para esa época (Ramos y Folguera 2009).

Los cuerpos intrusivos que se hallan en el flanco occidental del anticlinal Los Blancos (Figura 1), presentan formas biextendidas a modo de filones capa emplazados entre los bancos de calizas del Grupo Mendoza. Se han realizado dataciones radimétricas que arrojan edades entre 24 ± 1 y 20 ± 1 (Linares 2001). A su vez se hallan deformados solidariamente con la roca hospedante, de manera que su emplazamiento fue previo a la estructuración del anticlinal.

Los cuerpos intrusivos que se hallan en el flanco oriental del anticlinal Los Blancos denominados Huincán I, en los alrededores del Cerro Los Blancos, se emplazan a modo de diques triextendidos a partir de varios pulsos, de manera que pueden identificarse diversos cuerpos intruyéndose entre sí y extendiéndose en la Formación Vaca Muerta, destruyendo la estratificación e incluso a los bancos lutíticos y calizos. Nullo *et al.* (2002) indican edades que oscilan entre los $14,7 \pm 1,1$ Ma y 13 ± 1 Ma en Ar/Ar. El emplazamiento de estos cuerpos sería sindeformacional, y se encuentran controlados por la actividad del corrimiento río Salado y la falla Los Blancos en profundidad (Figura 1).

Hacia el este del corrimiento río Salado se han preservado los depósitos sinorogénicos de la Formación Loma Fiera (Benítez *et al.* 2014). Los mismos, de edades variables entre $10 \pm 0,2$ Ma y $9,51 \pm 0,07$ Ma Ar/Ar (Baldauf 1997), se han depositado en parte en discordancia angular sobre estos intrusivos, e incluso, las facies basales del conglomerado sinorogénico se hallan intruidas por los últimos pulsos de actividad magmática de arco en la zona, los cuales fueron denominados Huincán II. Estos cuerpos, de morfologías triextendidas e irregulares también estarían controlados por el corrimiento río Salado.

Evolución de la deformación

Si bien en el sector chileno a la latitud de estudio el levantamiento andino comenzó hacia el Cretácico superior (Mégard 1984, Ramos 1999, Tunik *et al.* 2010) en la zona aquí analizada habría comenzado en el Oligoceno Superior-Mioceno inferior evidenciado en el emplazamiento de los cuerpos intrusivos ms antiguos y pequeños corrimientos por despegue en las calizas del Grupo Mendoza.

Posteriormente, durante el Mioceno medio (~15 Ma), habría comenzado la inversión de la falla Los Blancos, la cual expuso las unidades mesozoicas de cuenca Neuquina, como así también a los intrusivos más antiguos. Hacia los ~14 Ma se habría producido un primer pulso de actividad del corrimiento río Salado, el cual no solo expuso niveles mas profundos sino que permitió el emplazamiento de intrusivos Huincán I. Un nuevo pulso de actividad de este corrimiento entre los ~14 y 10 Ma habría terminado por exponer algunos de estos cuerpos intrusivos, los cuales sufrie-

ron erosión y fueron suprayacidos por los depósitos sinorogénicos. Un último pulso de actividad del corrimiento río Salado durante el Mioceno tardío habría permitido el emplazamiento de fundidos magmáticos en los niveles basales de los sinorogénicos.

Conclusiones

La zona constituye un registro temporal del avance de la deformación de la faja plegada y corrida de Malargüe a esta latitud, la cual está representada indirecta-

mente por la expansión del arco magmático Mioceno y el consecuente emplazamiento de los intrusivos de la Formación Huincán. A su vez existe un marcado control estructural y litológico en el emplazamiento de estos cuerpos, dado por las fallas mesozoicas Los Blancos y el corrimiento río Salado, los cuales habrían propiciado de zonas de menor presión a partir de las cuales los fundidos magmáticos ascendieron a niveles más superficiales.

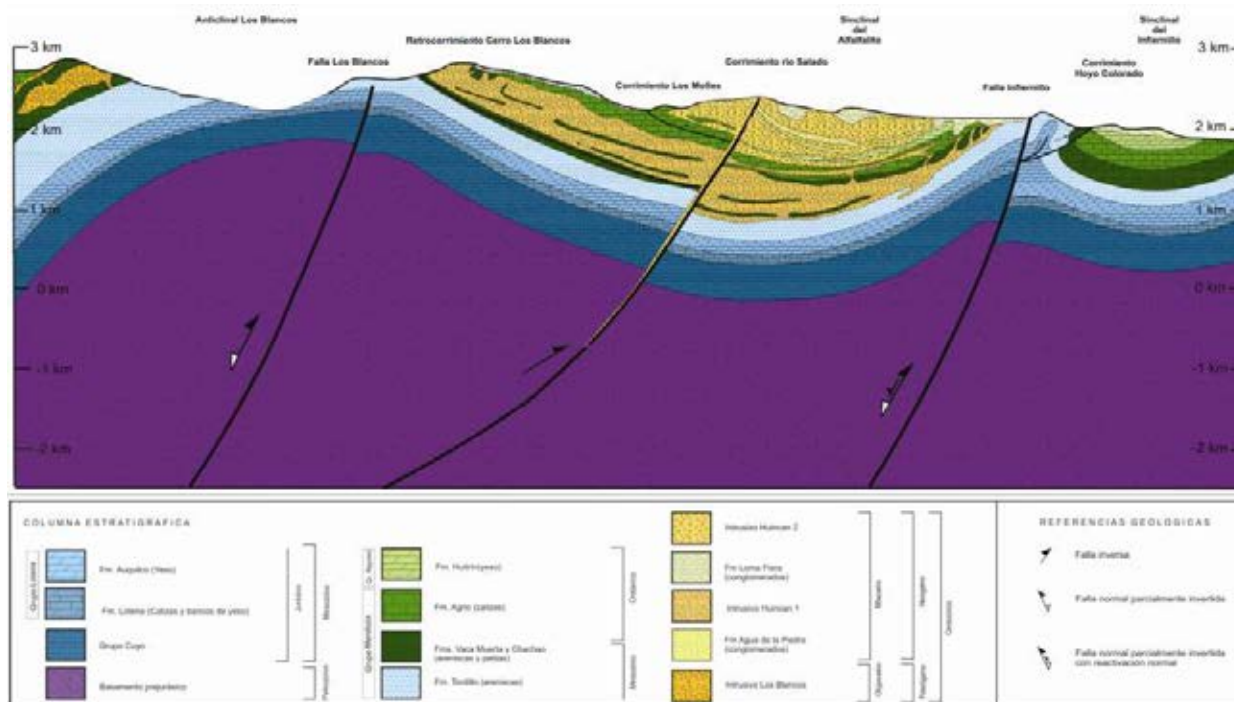


Figura 1. Sección estructural a los 35°12' IS al sur del río Salado, Mendoza, Argentina

Referencias

Baldauf, P.E. 1997. Timing of the uplift of the Cordillera Principal, Mendoza Province, Argentina. Tesis Doctoral, George Washington University (Inédito), 356 p.

Benitez, A., Winocur, D. y Giambiagi, L. 2014. Los depósitos sinorogénicos terciarios del sector central del río Salado, Mendoza, Argentina. Actas del XIX Congreso Geológico Argentino. S22-13:1570-1571.

Benitez, A. 2015. Geología y estructura del sector central del río Salado, Cordillera Principal, Mendoza (35°12' – 69°50'). Trabajo final de Licenciatura. FCEyN, UBA, 207 p.

Giambiagi, L.B., Alvarez, P.P. y Tunik, M. 2005. Relación entre las estructuras de Rift triásicas-jurásicas y el estilo de deformación en las fajas plegadas y corridas Aconcagua y Malargüe. 16° Cong. Geol. Arg. (2): 81-87. La Plata.

Kozłowski, E., Manceda, R. y Ramos, V.A. 1993. Estructura. En Ramos, V.A. (ed.), Geología y Recursos Naturales de Mendoza, 12° Congr. Geol. Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio: 235-256. Bs As.

Linares, E. 2001. Catálogo de edades radiométricas de la República Argentina. Años 1957-2005. (CD) AGA. Bs. As.

Mégard, F. 1984. The Andean orogenic period and its major structures in central and northern Peru. Journal of the Geological Society, 141: 893-900.

Nulló, F.E., Stephens, G.C., Otamendi, J. y Baldauf, P.E. 2002. El volcanismo del Terciario superior del sur de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 57(2): 119-132.

Ramos, V.A. 1999. Rasgos estructurales del territorio argentino. 1. Evolución tectónica de la Argentina. En Caminos, R. (ed.), Geología Argentina. Servicio Geológico y Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29(24): 715-759, Buenos Aires.

Tunik, M., Folguera, A., Naipauer, M., Pimentel, M. y Ramos, V.A. 2010. Early uplift and orogenic deformation in the Neuquén basin: Constraints on the Andean uplift from U-Pb and Hf isotopic data of detrital zircons. Tectonophysics, 489: 258-273.

Turienzo, M.M. 2010. Structural style of the Malargüe fold-and-thrust belt at the Diamante river area (34°30'S-34°50'S) and its linkage with the Cordillera Frontal, Andes of Central Argentina. Journal of South American Earth Sciences, 29: 537-556.

DESARROLLO DE LA FORMACION LOMA FIERA EN RELACION A LA TRUCTURACION DE LA FAJA PLEGADA Y CORRIDA DE MALARGÜE EN EL RÍO SALADO

Anahí Benítez¹ y Diego A. Winocur¹

¹ Laboratorio de Tectónica Andina, Instituto de Estudios Andinos "Don Pablo Groeber" (IDEAN), Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, C1428EHA, Buenos Aires, Argentina. aanahibenitez@gmail.com.

La depresión del Alfalfalito se ubica en el sector del curso medio del río Salado, a los 35° LS en la provincia de Mendoza. El objetivo de este trabajo se centra en los afloramientos de la Formación Loma Fiera, en los cuales se registra una secuencia de destechado que permite contextualizarla temporalmente en relación a la evolución de la faja plegada y corrida de Malargüe.

Regionalmente la zona se encuentra en el ámbito de la Cordillera Principal mendocina, donde las estructuras mesozoicas que controlaron la depositación de las secuencias sedimentarias de cuenca Neuquina durante el Jurásico y Cretácico se han invertido durante el Cenozoico, produciendo acortamiento a modo de una faja plegada y corrida de piel gruesa (Giambiagi *et al.* 2005). La exhumación y erosión de estas unidades permitió la depositación de la Formación Loma Fiera durante el Mioceno medio a tardío.

Esta unidad fue definida inicialmente por Dessanti (1959), y caracterizada por Yrigoyen (1993) como un conjunto de conglomerados, aglomerados, tobas y areniscas tobáceas, concomitantes al magmatismo desarrollado hacia el Mioceno. Han sido interpretados por Combina y Nullo (2000) como depósitos fluviales intercalados con flujos y oleadas piroclásticas y laháricas. Temporalmente pueden ser asignados al Mioceno tardío, con edades entre $10,59 \pm 0,29$ Ma y $10,83 \pm 0,09$ Ma para los depósitos ubicados al sur de los 35°LS en cercanías al río Grande y Sierra de la Ventana, en Malargüe (Silvestro y Atencio, 2009), mientras que para los ubicados en la localidad tipo de la Cuchilla de la Tristeza se obtuvieron edades desde $9,51 \pm 0,07$ Ma y $10,68 \pm 0,11$ Ma (Baldauf 1997) y $9,96 \pm 0,44$ Ma y $9,66 \pm 1,84$ Ma (Giambiagi *et al.* 2008). Silvestro y Atencio (2009) indican que la configuración de las cuencas sinorogénicas miocenas del sur de Mendoza estuvo controlada por las estructuras de basamento asociadas al *rifting* mesozoico.

Descripción

En la zona de estudio los principales afloramientos se localizan en una faja Norte-Sur denominada Alfalfalito. Litológicamente presenta tres secciones con variaciones en sus características litológicas, composición clástica, relaciones de campo y estructurales. La Formación Loma Fiera inferior se compone de clastos riolíticos del Grupo Choiyoi y en menor proporción cal-

izas y areniscas del Grupo Mendoza, de manera que el área de aporte provendría principalmente del oeste donde el basamento prejurásico se hallaba expuesto para el Mioceno medio a partir de la inversión de la falla Las Leñas (Mescua 2011) (Figura 1a).

En discordancia angular sobre los depósitos más antiguos de la Formación Loma Fiera, se encuentran los bancos tobáceos y aglomerádicos correspondientes a la sección media. Composicionalmente se caracterizan por un empobrecimiento en clastos del Grupo Choiyoi hacia las facies superiores en la medida que se produce un progresivo enriquecimiento de clastos de rocas intrusivas terciarias de la Formación Huincán, como así también en calizas y areniscas del Grupo Mendoza. Se asocia estos depósitos a la estructuración del anticlinal Los Blancos y el corrimiento río Salado, los cuales expusieron a los intrusivos neógenos de la Formación Huincán y a las calizas y areniscas del Grupo Mendoza (Figura 1b).

Los depósitos correspondientes a la sección superior de la Formación Loma Fiera se componen de clastos de las rocas ígneas del Grupo Choiyoi y una menor proporción de clastos calizos y de areniscas del Grupo Mendoza como así también de cuerpos intrusivos neógenos, todos inmersos en una matriz tobácea. Esto podría sugerir la reactivación de estructuras que exponen el basamento en cercanías a la zona de estudio, tanto al oeste como al SO (Figura 1c). A su vez, la posición y relaciones de campo indican que esta sección aflora únicamente al este de la falla Infiernillo y su preservación ha sido posible por el menor grado de levantamiento de esta zona (Figura 1d).

Discusión

A partir del análisis conjunto de la estructuración Andina y su control sobre el emplazamiento de intrusivos Neógenos y la exhumación de la secuencia mesozoica se ha establecido una temporalidad de la deformación en la zona (Benitez y Winocur 2015). En conjunto con el análisis composicional de la Formación Loma Fiera se puede establecer una relación entre la misma y el avance de la deformación, de manera que se ha preservado en una subcuenca que se halla delimitada por el corrimiento río Salado al Oeste y la falla Infiernillo hacia el Este. De esta manera, se definió una pequeña subcuenca denominada Alfalfalito, la cual se habría canibalizado en el Mioceno Tardío producto de la inversión parcial de la falla Infiernillo, la que posteriormente tuvo una reactivación normal durante el Plio-Cuaternario (Benitez 2015).

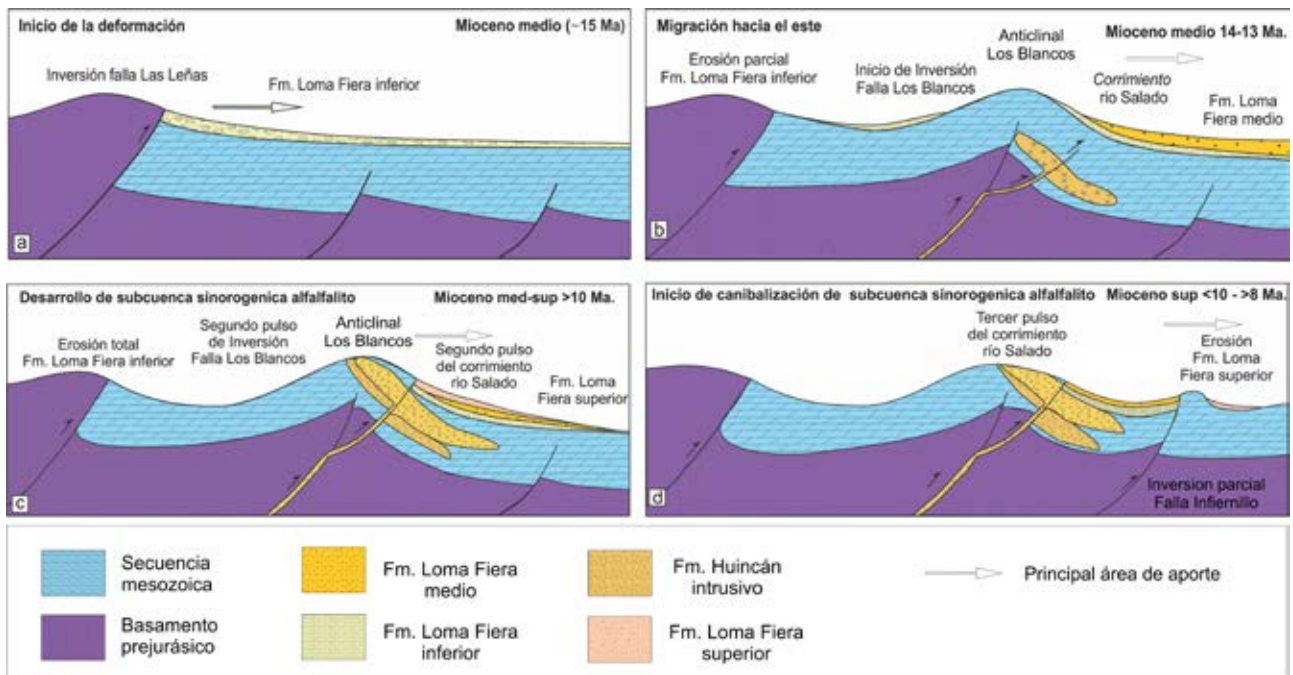


Figura 1. Esquema evolutivo de la faja plegada y corrida de Malargüe en relación a la Fm. Loma Fiera.

Referencias

- Baldauf, P.E. 1997. Timing of the uplift of the Cordillera Principal, Mendoza Province, Argentina. Tesis Doctoral, George Washington University (Inédito). 356 p.
- Benitez, A. 2015. Geología y estructura del sector central del río Salado, Cordillera Principal, Mendoza (35°12' – 69°50'). Trabajo final de Licenciatura. FCEyn, UBA, (inédita). 207 p.
- Benitez, A. y Winocur, D. 2015. Avance de la faja plegada y corrida de Malargüe a través del estudio de cuerpos intrusivos y su control estructural de emplazamiento. (presente reunión).
- Combina, A. y Nullo, F. 2000. La Formación Loma Fiera (Mioceno medio) y su relación con el volcanismo y el tectonismo contemporáneo, Cuchilla de la Tristeza, Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina LV(3): 201-210.
- Dessanti, R.N. 1959. Geología del cerro Alquitrán y alrededores. Museo de La Plata, Notas XIX, Geología 71: 301-325, La Plata.
- Giambiagi, L.B., Alvarez, P.P. y Tunik, M. 2005. Relación entre las estructuras de Rift triásicas-jurásicas y el estilo de deformación en las fajas plegadas y corridas Aconcagua y Malargüe. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 81-87, La Plata.
- Giambiagi, L. B., Bechis, F., García, V. y Clark, A. 2008. Temporal and spatial relationships of thick- and thin-skinned deformation: A case study from the Malargüe fold-and-thrust belt, southern Central Andes, Tectonophysics, 459: 123-139.
- Mescua, J.F. 2011. Evolución estructural de la Cordillera Principal entre Las Choicas y Santa Elena (35°S), Provincia de Mendoza, Argentina. Tesis doctoral (inédito), Universidad de Buenos Aires: 244 p.
- Silvestro, J. y Atencio, M. 2009. La cuenca cenozoica del río Grande y Palauco: edad, evolución y control estructural, faja plegada de Malargüe (36°S). Rev. de la Asoc. Geológica Argentina 65(1): 154 - 169 (2009).
- Yrigoyen, M.R. 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 Hidrocarburos, Relatorio: 123-148, Mendoza.

ESTUDIO DE LA FÁBRICA MAGNÉTICA EN EL Terciario DEL ANTICLINAL DE IÑIGUAZU, SUBANDINO SUR BOLIVIANO

Juan M. Calvagno^{1,3}, Leandro C. Gallo¹, Renata N. Tomazzoli¹, Ernesto O. Cristallini³, Roberto M. Hernández²

¹ Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires IGEBA, CONICET.

² XR-GEOMAP. Avenida Ricardo Durand 397. Salta. juanmartincalvagno@hotmail.com

³ Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos. LAMOGÉ - IDEAN – CONICET

A continuación se presentan los resultados de anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM) en un muestreo realizado en las cercanías de la localidad de Yacuiba, en el Departamento de Tarija, al sur de las Sierras Subandinas Bolivianas (Lat: 22° 05' S; Long: 64° 03' O) (Figura 1).

La ASM es una técnica utilizada para medir la petrofábrica de las rocas. El método consiste en determinar la magnetización inducida por un campo magnético débil, que varía en muestras anisótropas y según la orientación de los minerales magnéticos presentes en las rocas respecto del campo aplicado. El elipsoide de susceptibilidad se grafica con tres ejes perpendiculares entre sí: $K_{máx}$, K_{int} , K_{min} , donde la intensidad de magnetización mayor se induce a lo largo del eje más largo y la intensidad más débil se induce en el eje más corto. Este elipsoide se puede corresponder con la orientación de las fábricas sedimentaria, magmática o tectónica de las rocas (Hamilton y Rees 1971, Hrouda y Stranik 1985, Lowrie y Hirt 1987). En el caso de rocas deformadas, las susceptibilidades principales, a menudo tienen conexión con las direcciones principales de la deformación, determinadas a partir de marcadores convencionales. Por lo tanto, el elipsoide de susceptibilidad magnética podría ser coaxial con el elipsoide de deformación finita (Borradaile 1988). En este caso K_{min} coincidiría con el eje de deformación máximo y $K_{máx}$ y K_{int} podrían corresponder indistintamente a los ejes de deformación intermedios y mínimos.

Las mediciones de ASM fueron realizadas en el Laboratorio de Paleomagnetismo, Daniel A. Valencio, (INGEODAV) del Departamento de Geología de la Universidad de Buenos Aires, con un equipo Kappa-bridge. KLY-2 (Geofyzika Brno). Para este trabajo se analizaron 99 especímenes correspondientes a 15 sitios de muestreo. El muestreo se realizó en orden estratigráfico creciente, de manera tal que el sitio TE1 corresponde a los niveles estratigráficos de la base y el sitio TE14 a los del techo.

Las relaciones encontradas entre los ejes del elipsoide de anisotropía y los planos de deformación muestran una fábrica de tipo oblada a triaxial, en

donde el eje K_{min} coincide con el polo del plano de estratificación. Los ejes $K_{máx}$ y K_{int} se distribuyen en una guirnalda de rumbo aproximado SSE-NNO y definen el plano de foliación magnética que coincide con el plano de estratificación. Hay un notorio agrupamiento del $K_{máx}$ y K_{int} . El eje $K_{máx}$ se encuentra con un rumbo preferencial SSO contenido en el plano de estratificación y el K_{int} con un rumbo preferencial ONO.

El grado de anisotropía es menor al 12% mientras que la susceptibilidad media es de 1×10^{-4} (SI), sugiriendo como minerales portadores del control de la fábrica magnética a la fracción ferromagnética y paramagnética.

De las relaciones encontradas entre los ejes del elipsoide de anisotropía y los planos de estratificación se puede inferir que se trata de una fábrica magnética de tipo sedimentaria basculada. Sin embargo, la posición y agrupamiento de los ejes $K_{máx}$ podrían estar indicando direcciones de paleocorrientes bien marcadas o también un control estructural secundario relacionado con una rotación tectónica. El análisis de las diaclasas medidas muestran que los planos de las mismas tienden a intersectarse cerca del K_{min} . Los resultados paleomagnéticos podrán ayudar a comprender el mecanismo de formación de la fábrica interna de estas rocas.

Referencias

- Borradaile, G.J. 1988. Magnetic susceptibility, petrofabrics and strain: Tectonophysics, 156: 1–20.
- Hamilton, N., and Rees, A. I. 1971. The anisotropy of magnetic susceptibility of the Franciscan rocks of the Diablo Range, Central California. Geologische Rundschau 60(3): 1103-1124.
- Hrouda, F., and Stranik, Z. 1985. The magnetic fabric of the Zdanice thrust sheet of the Flysch Belt of the West Carpathians: sedimentological and tectonic implications. Sedimentary Geology, 45(1): 125-145.
- Lowrie, W., and Hirt, A.M. 1987, Anisotropy of magnetic susceptibility in the Scaglia Rossa pelagic limestone: Earth and Planetary Science Letters, 82: 349–356.

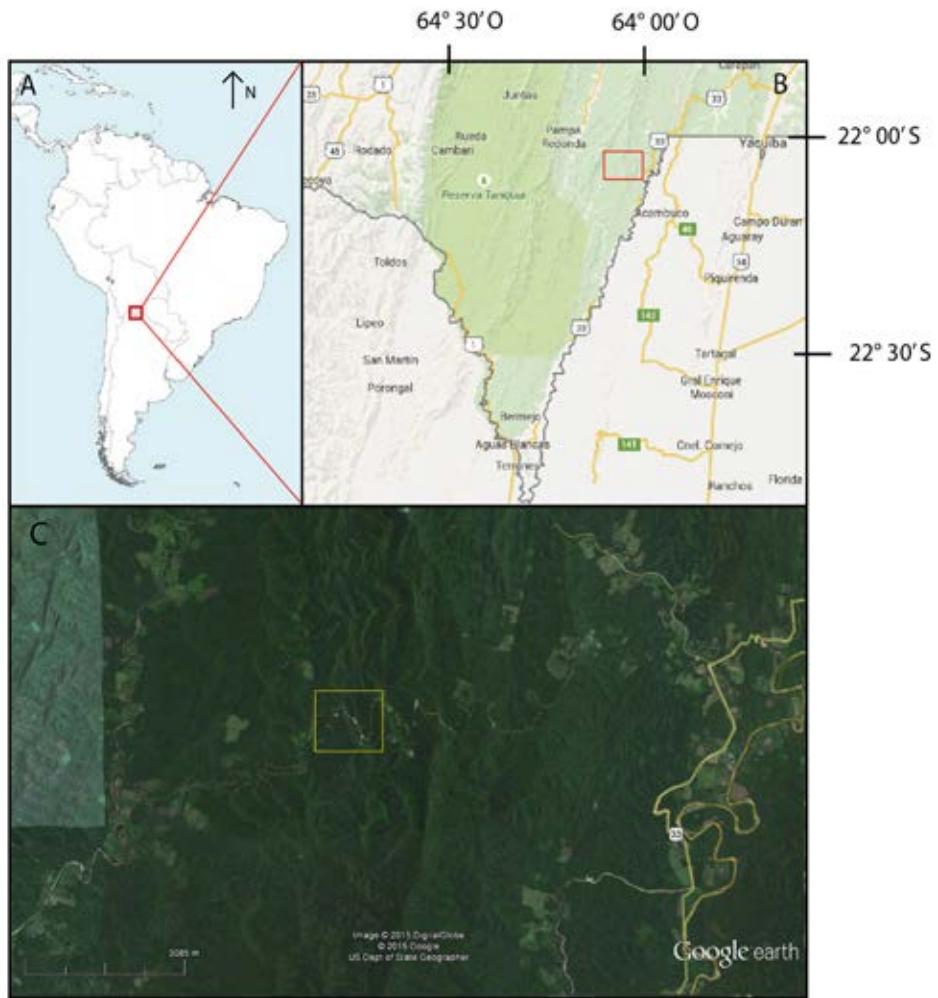


Figura 1: Mapa de ubicación de la zona de estudio. En la sección C se muestra en el recuadro amarillo la zona de muestreo y los sitios Te1, Te3X, Te10, Te12, Te13 y Te14.

EVOLUCIÓN ESTRUCTURAL MESOZOICA E INTERACCIÓN DE BLOQUES TECTÓNICOS DE ESCALA CORTICAL EN LA CORDILLERA DE LA COSTA DEL NORTE DE CHILE (25-26° S). PRIMEROS RESULTADOS PALEOMAGNÉTICOS

Juan Pablo Contreras^{1,2}, Matías Peña² y César Ariagada²

¹ Servicio Nacional de Geología y Minería, Plan Nacional de Geología. Avenida Santa María 0104, Providencia, Santiago, Chile. juan.contreras@sernageomin.cl.

² Universidad de Chile, Departamento de Geología, Laboratorio de Tectónica y Paleomagnetismo. Plaza Ercilla 803, Santiago, Chile.

Introducción

Al integrar la información estructural de las cartas geológicas (1:100.000) ubicadas en la Cordillera de la Costa entre los 25 y 26° de latitud Sur se observa un complicado arreglo estructural. Estos bloques tectónicos están delimitados por fallas de primer orden y con una distribución de carácter regional como el Sistema de Fallas de Atacama (SFA), el Sistema de Fallas Tigriño (SFT) y la Falla Taltal (Figura 1A).

Evolución estructural

En el área de estudio se observan varias fases de deformación superpuestas, ocurridas desde el Paleozoico hasta el Neógeno (Bell 1984, Hervé 1987, Grocott y Taylor 2002). El registro más completo pertenece al Mesozoico y este es el objeto de este resumen.

Durante el período entre el Triásico Tardío y el Jurásico Temprano el ambiente geodinámico ha sido interpretado tanto como rifting continental asociado al cese de la subducción (e.g. Mpodozis y Kay 1990) como a subducción y extensión de intra-arco (e.g. Grocott y Taylor 2002) permaneciendo aún como un problema abierto. Durante este período se reconoce la actividad del SFT, responsable de colocar en contacto al Basamento Paleozoico con la secuencia sedimentaria Mesozoica. La cinemática del movimiento de esta falla no ha sido determinada y sobre la base de evidencias sedimentológicas asociadas a la proveniencia de los clastos y de geometría de los estratos se descarta que corresponda a una falla normal con manto al este como indican Grocott y Taylor (2002).

La secuencia de las unidades litoestratigráficas se observa desplazada por estructuras de orientación Noroeste (SFNW), del orden de 8 km en planta con cinemática sinistral respecto a la misma secuencia que se encuentra al otro lado de la falla (Figura 1B). Este desplazamiento sinistral incluye también al sinuoso SFT y se habría producido posterior al Bajociano evidenciado por el desplazamiento de la base local de

la Formación La Negra en torno a la Posada de los Hidalgo. Este movimiento produce la reactivación pasiva del SFT con cinemática sinistral y por segmentos, como lo evidencia el codo contraccional desarrollado en Quebrada Buena Esperanza.

El mejor exponente en el área de estudio del SFNW es la Falla del Gritón que localmente coloca en contacto al Complejo Epimetamórfico de Chañaral con la Formación Cifuncho. En la caleta Pan de Azúcar, Godoy y Lara (1998) indican movimientos sinistral en la Sierra Las Tipias para otro exponente del mismo sistema de fallas.

Una evidencia importante de la actividad tectónica en la Cordillera de la Costa del norte de Chile durante el Cretácico Temprano es el Sistema de fallas de Atacama (SFA) (e.g. Scheuber *et al.* 1995, Espinoza *et al.* 2014), que es un rasgo estructural mayor, que se extiende por más de 1.000 km, cuyo principal desplazamiento ha sido documentado con cinemática sinistral. En el área de estudio se observa que el SFA sella la actividad de algunas fallas del SFNW, exceptuando la Falla Taltal. La deformación del SFA ha sido datada en ca. 127,5 Ma en protomilonitas del Complejo Epimetamórfico Chañaral (Espinoza *et al.* 2014). Esto extiende ligeramente lo propuesto por Scheuber *et al.* (1995), que restringen su actividad más al norte entre 125 y 126 Ma. Además se ha reconocido dominios de deformación dúctil antes no reconocidos, como intrusivos sintectónicos, asociados tanto espacial como genéticamente con el SFA.

Posterior al Cretácico Temprano se reconoce la actividad sinistral de la Falla Taltal, que es de gran importancia en la zona de estudio, y que desplaza por casi 9 km al SFA. Esta falla separa bloques de diferentes niveles estructurales. El bloque ubicado al norte de ésta es bastante más profundo que el que se ubica al sur.

Trabajo en curso

Actualmente se está desarrollando un estudio de Paleomagnetismo para comprender el desarrollo en el tiempo y el espacio de este arreglo espacial. En este sector se han reportado las mayores magnitudes de rotación horaria al sur del codo de Arica. Randall *et al.* (1996) sugirieron una participación importante de rotaciones de bloques locales, no relacionadas con la construcción del Oroclino Boliviano. Se cuenta con cerca de 100 sitios paleomagnéticos entre los que se cuenta sitios perforados en este estudio y en estudios anteriores (Figura 1A). Se cuenta con algunos resultados de la Remanencia Natural de estas rocas para caracterizar las rotaciones tectónicas producidas en estos bloques.

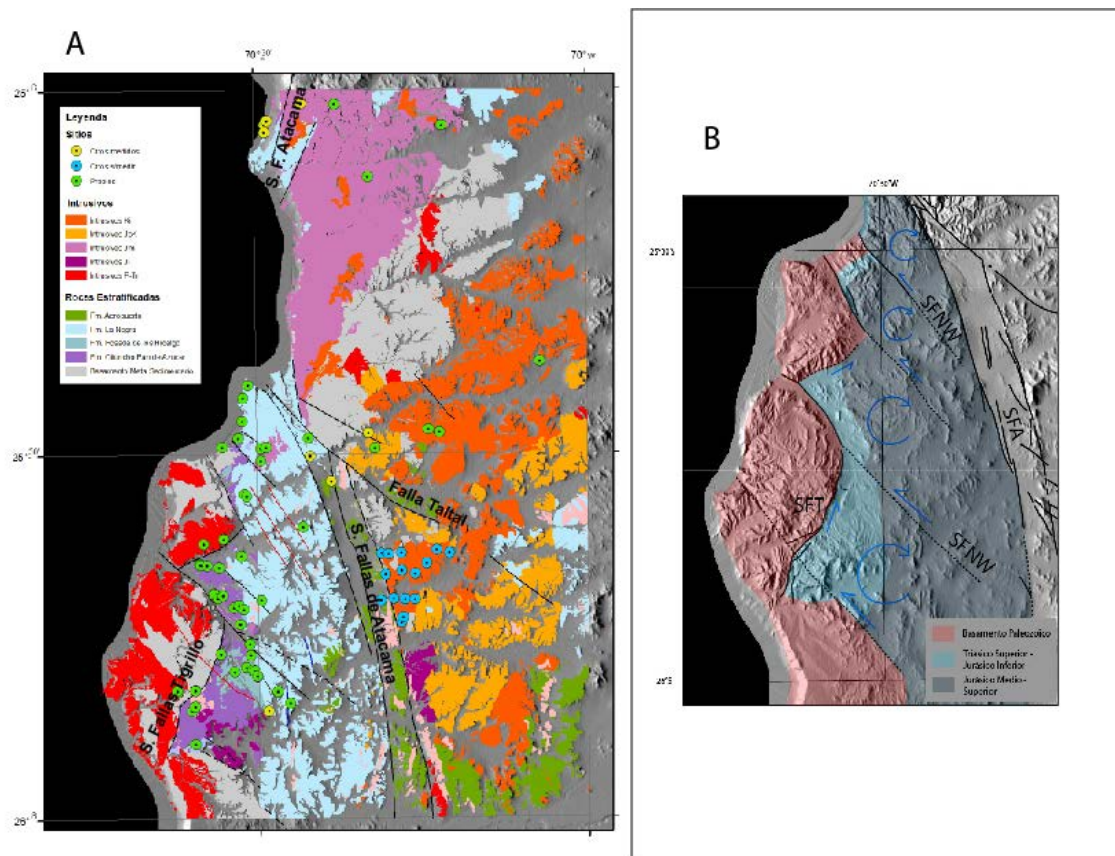


Figura 1. A. Mapa Geológico integrado del área de estudio. Se muestra además la ubicación de los sitios paleomagnéticos disponibles en el área. B. Esquema geológico del extremo sur, ubicado al oeste del SFA. Se observa un arreglo en dominó con un esbozo de la delimitación de los bloques tectónicos.

Referencias

- Bell C.M. 1984. Deformation produced by the subduction of a Palaeozoic turbidite sequence in northern Chile. *Journal of the Geological Society of London* 141: 339-347.
- Espinoza, M., Contreras, J. P., Kraus, S., De la Cruz, R., Jorquera, R., Ramírez, C., Naranjo, J. A. 2014. Carta Cerro del Pingo, Regiones de Antofagasta y Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, mapa escala 1:100.000. Santiago.
- Grocott, J., Taylor, G. 2002. Magmatic arc fault systems, deformation partitioning and emplacement of granitic complexes in the Coastal Cordillera, north Chilean Andes (25°30'S to 27°S). *Journal of the Geological Society* 159: 425-442.
- Hervé, M. 1987. Movimiento normal de la falla Paposo, Zona de Falla de Atacama, en el Mioceno, Chile. *Rev. Geol. Chile* 31: 31-36.
- Mpodozis, C., and Kay, S. 1990. Provincias magmáticas ácidas y evolución tectónica de Gondwana: Andes chilenos (28-31 S). *Andean Geology*,
- Randall, D.E., Taylor, G.K. and Grocott, J. 1996. Major crustal rotations in the Andean margin: Paleomagnetic results from the Coastal Cordillera of northern Chile. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 101. No. B7: 15783.
- Scheuber, E., Hammerschmidt, K., and Friedrichsen, H. 1995. Ar⁴⁰/Ar³⁹ and Rb-Sr analyses from ductile shear zones from the Atacama Fault Zone, northern Chile: the age of deformation. *Tectonophysics*, Vol. 250: 61-87.

EDADES U-PB EN CIRCONES DETRÍTICOS DE LA FORMACIÓN HUALFIN Y SU IMPLICANCIA EN LA EVOLUCIÓN TECTÓNICO-ESTRATIGRÁFICA CENOZOICA DEL NOROESTE DE LAS SIERRAS PAMPEANAS

Gabriela Da Poian¹, Victor Hugo Garcia¹, Florencia Bechis², Eugenio Aragón³, Andrés Gentile¹, Agustín Roberts¹, Raúl Seggiaro⁴, Pablo Caffè⁵

¹ Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología, CONICET-UNRN. Av. Roca 1242 (8332) General Roca, Río Negro, Argentina. E-mail: gdapoian@unrn.edu.ar

² IIDCyPCa, CONICET-UNRN, San Carlos de Bariloche, Argentina

³ CIC CONICET-UNLP, La Plata, Argentina.

⁴ SEGEMAR Delegación Salta y Facultad de Ciencias Naturales, UNSa, Salta, Argentina.

⁵ CIT Jujuy CONICET-UNJu, Jujuy, Argentina.

El objetivo del presente estudio es caracterizar la edad de la Formación Hualfin y discutir su implicancia en la evolución tectono-estratigráfica cenozoica del noroeste de las Sierras Pampeanas. La metodología de trabajo consistió en el relevamiento de columnas estratigráficas en los valles de Capillitas y del Cerro, y en el flanco oriental de la sierra de Hualfin, en el sector de Los Nacimientos de Abajo. Se muestrearon areniscas medianas a gruesas de la base y el techo de las columnas para separar circones detríticos. La separación primaria se realizó en el laboratorio del CIC (CONICET-UNLP), la separación de los minerales pesados y el montaje de los circones en pastillas se efectuó en el Institut für Erd- und Umweltwissenschaften de la Universidad de Postdam, y la datación de los circones por el método U-Pb LA-ICPMS en el laboratorio de la Universidad de California.

En la sierra de Hualfin, la formación homónima esta representada por una sucesión de 150 metros de espesor de areniscas medianas a gruesas, con intercalaciones de conglomerados y pelitas y coloración rojizo oscuro. Se dispone discordantemente sobre el ortogneis de la Formación Chango Real (cambro-ordovícico; Lazarte, 1992) mientras que en algunos sectores es sobreyacida por la Formación Las Arcas (Mioceno Medio a Superior, Muruaga, 1998) y en otros, discordancia erosiva mediante, por el miembro El Áspero de la Formación Chiquimil (ca. 9 Ma; Bossi y Muruaga, 2009).

En las inmediaciones de la sierra de Capillitas, la Formación Hualfin presenta espesores de entre 50 y 80 metros. En este sector se asienta discordantemente sobre el granito Capillitas (Ordovícico-Silúrico; Aceñolaza *et al.*, 1982; Rapela *et al.*, 1999) y es cubierta en el valle del cerro Atajo, discordancia angular mediante, por el Complejo Volcánico Farallón Negro (CVFN; Sasso, 1997).

Los histogramas de circones detríticos para las muestras analizadas permitieron identificar tres poblaciones principales. El pico principal corresponde a circones de entre 11 Ma y 15 Ma, luego se identifican también una segunda población de edad paleozoica inferior, y una tercera población de edad neo a mesoproterozoica.

Tanto para la sierra de Hualfin como para la sierra de Capillitas, los circones más jóvenes de las muestras de la base de las columnas analizadas presentan una edad promedio de 15 Ma, mientras que los más jóvenes del tope de las mismas alcanzan los 11 Ma. La concordancia de edades junto con las similitudes litológicas y paleoambientales permiten correlacionar temporalmente ambos sectores de la cuenca y descartar las hipótesis acerca de una edad paleógena para esta unidad (Muruaga, 1998; Bossi y Muruaga, 2009; Galli *et al.*, 2012). En el área de Los Nacimientos de Abajo, la presencia de estratos de crecimiento en la Formación Hualfin que pueden interpretarse como resultado de sedimentación sincrónica con el inicio del levantamiento de la sierra de Hualfin, indicando que este bloque de basamento comenzó a estructurarse por plegamiento entre los 11 y 15 Ma. La discordancia angular que media entre la Formación Morterito y el CVFN junto con el sinclinal de crecimiento que se define en esta última unidad en el valle del cerro Atajo indican que los bloques de basamento comenzaron a levantarse luego de los 11 Ma y al mismo tiempo que la depositación de las sucesiones volcánicas y volcanoclásticas del CVFN en este sector. Las importantes variaciones de espesor y evidencias de depositación sintectónica registradas en el CVFN en la región de los valles de Capillitas y Atajo se encuentran controladas por estructuras con evidencias de desplazamiento de rumbo dextral (Seggiaro *et al.*, 2014; Da Poian, 2015). Esto permite sugerir que este complejo volcánico tan particular desde el punto de vista geoquímico estuvo asociado a procesos transtensivos locales entre los 9 y 6.5 Ma (Caffè *et al.*, 2015).

La relación de fallamiento entre el basamento de la sierra de Aconquija y el CVFN permiten establecer que el levantamiento de este bloque serrano ocurrió con posterioridad a la depositación del CVFN, a partir de los 5 Ma aproximadamente. Estas observaciones basadas en datos estructurales y estratigráficos de campo son coherentes con los estudios termocronológicos de Sobel y Strecker (2003) y Löbens *et al.* (2013) y permiten interpretar que la cuenca de Hualfin/Campo del Arenal en el noroeste de las Sierras Pampeanas inició su depositación en el Mioceno Medio alto en un contexto compresivo de incipiente levantamiento de los bloques de basamento al oeste (sierra de Hualfin). Hacia el Mioceno Superior la sierra de Hualfin continuó su levantamiento (Da Poian *et al.*, 2014) y la deformación migró hacia la región de los valles de Capillitas y Atajo caracterizada por transtensión local. Finalmente, a partir del Plioceno se produce la exhumación del basamento en la Sierra del Aconquija

(Sobel y Strecker, 2003; Löbens *et al.*, 2013) y se configura la morfoestructura regional actual.

Referencias

- Aceñolaza, F.G., Toselli, A.J., Durand, F.R., Díaz Tadei, R. 1982. Geología y estructura de la región norte de Andalgalá, Provincia de Catamarca. *Acta Geológica Lilloana* 16: 121-139.
- Bossi y Muruaga 2009. Estratigrafía e inversión tectónica del 'riff' neógeno en el Campo del Arenal, Catamarca, NO Argentina. *Andean Geology* 36(2), 311-341.
- Caffe, P., Arnosio, M., Becchio, R., Galli, C., Seggiaro, R.E. 2015. Autoclastic fragmentation styles of Upper Miocene magmatism at southern Campo del Arenal basin (NW Argentina): Role of environment and implications for reconstruction of the Farallon Negro Volcanic Complex. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* (enviado).
- Da Poian, G. 2015. Análisis estructural del área aledaña a la Sierra de Capillitas, provincia de Catamarca. Controles sobre el magmatismo Cenozoico. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Salta (en proceso).
- Da Poian, G., Seggiaro, R., Bechis, F., García, V.H. 2014. Cinemática y edad de la estructuración compresiva neógena de la sierra de Hualfín, provincia de Catamarca, Argentina. XIX Congreso Geológico Argentino, Actas (Córdoba).
- Galli C.I., Caffe, P.J., Arnosio, M., Seggiaro, R., Becchio, R. 2012. Análisis paleoambiental y procedencia de los depósitos cenozoicos en el extremo suroeste de la sierra de Aconquija, provincia de Catamarca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 69(4) 596-610.
- Lazarte, J.E. 1992. La Formación Chango Real (NW de Sierras Pampeanas, República Argentina), ejemplo de magmatismo paleozoico (Cámbrico?). Diferencias geoquímicas con batolitos ordovícicos. *Estudios Geológicos* 48, 257-267.
- Muruaga, C.M. 1998. Estratigrafía y Sedimentología del Terciario Superior de la Sierra de Hualfín, entre las localidades de Villavil y San Fernando, Provincia de Catamarca. Tesis Doctoral (Inédito), Universidad Nacional de Tucumán, Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo: 270 pp.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Dahlquist, J., Fanning, C.M., 1999b. U-Pb SHRIMP ages of Famatinian Granites: New constraints on the timing, origin and tectonic setting of I-and S-type magmas in an ensialic arc. *Actas II South American Symposium on Isotope Geology (IISAGI)*. 264-267.
- Sasso, A. 1997. Geological Evolution and metallogenic relationships of the Farallón Negro Volcanic Complex, NW Argentina. Ph.D. Thesis (Unpublished), Queens University: 268 p. Kingston, Ontario, Canadá.
- Seggiaro R., Caffe, P., Becchio, R., Galli, C., Arnosio, M., Da Poian, G. 2014. Evolución tectónica andina entre las sierras de Hualfín, Capillitas y extremo sur de Aconquija, provincia de Catamarca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 71(4) 500-512.
- Löbens, S., Sobel, E. R., Bense, F.A., Wemmer, K., Dunkl, I., Siegesmund, S. 2013. Refined exhumation history of the northern Sierras Pampeanas, Argentina. *Tectonics* 32: 453-472.
- Sobel, E.R., Strecker, M.R. 2003. Uplift, exhumation and precipitation: Tectonic and climatic control of Late Cenozoic landscape evolution in the northern Sierras Pampeanas, Argentina, *Basin Research* 15(4), 431-451.

CARACTERÍSTICAS DEL RELLENO DEL DEPOCENTRO URIBURU, CUENCA DE MACACHÍN, LA PAMPA, ARGENTINA: INTERPRETACIÓN PRELIMINAR DE LA LÍNEA SISMICA 25144.

Elena Esther de Elorriaga¹ y Luis Alfredo Aput Higonet¹

¹ Dpto. de Geología, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UNLPam. Uruguay 151, Santa Rosa, La Pampa. deeelorriaga@hotmail.com.

La cuenca de Macachín se localiza en el este de la provincia de La Pampa y oeste de la de Buenos Aires (Salso 1966). Se trata de un hemigraben asimétrico, segmentado en depocentros (de Elorriaga 2010), su origen se relaciona con la tectónica extensiva ocurrida durante la apertura del océano Atlántico a partir del Jurásico Superior - Cretácico (Juan *et al.* 1996), a partir de un arreglo regional que incluye dos sistemas principales de fallas: el NNO-SSE cuyas estructuras son interpretadas como las zonas donde se produjo la deformación principal que controlan la orientación de la cuenca y un sistema transversal, ENE-OSO que la segmenta en varios depocentros, continuando un modelo similar al de Sierras Pampeanas (Martino *et al.* 2014).

El relleno incluye depósitos cretácicos (Fm Arata y Fm Abramo), neógenos (Fm Macachín y Fm Cerro Azul) y recientes, separados por sendas discordancias.

A partir del reprocesamiento de la línea sísmica N° 25144 (Orellana 1966), registrada de O a E entre las localidades de Anguil y Uriburu y ubicada en el depocentro denominado Uriburu por Kostadinoff y Llambías (2002), se observaron mayores detalles en cuanto a las características de las estructuras que afectan la secuencia cretácica y de la discordancia que la separa de la sucesión miocena (Figura 1).

El relleno del depocentro es asimétrico, disminuyendo el espesor hacia el este. El basamento que determina el límite oeste se corresponde con el característico de Sierras Pampeanas Orientales e incluye rocas ígneas y metamórficas referidas al Proterozoico medio, Paleozoico inferior y medio (Linares *et al.* 1980) y ha sido señalado en varias perforaciones; mientras que el que hace de base del relleno, corresponde a secuencias sedimentarias paleozoicas (de Elorriaga y Camilletti 1999, de Elorriaga 2010, Apud Higonet 2015), que se definen como reflectores paralelos, afectados por fallas; corresponderían al terreno Pampa y al cratón del Río de la Plata respectivamente (de Elorriaga 2010). Martino *et al.* (2014) puntualizan que las estructuras que permitieron la evolución de las cuencas cretácicas, formarían parte de una zona

de transurrencia desarrollada en la zona de sutura entre el terreno Pampa y el cratón del Río de la Plata, cuyo extremo sur alcanzaría la cuenca del Colorado en la provincia de La Pampa.

Las características sísmicas del relleno cretácico indicarían la presencia de dos secuencias. Sobre la discordancia, los reflectores del neógeno son más marcados en la parte inferior, haciéndose poco definidos hacia superficie. En la perforación Uriburu N°2 se describen litologías vinculadas con la Fm Abramo atribuida al Cretácico (Salso 1966), Fm Macachín (Salso 1966), correspondiente a la transgresión Entrerriense - Paranense del Mioceno tardío, la Fm Cerro Azul (Linares *et al.* 1980), continental del Mioceno tardío, y por último la Fm Meauro (Giai 1975), que comprende la cobertura arenosa de origen eólico.

La resolución de la nueva línea permitió reconocer en muchas de las fallas que favorecieron el crecimiento del depocentro y definen el límite oeste del mismo, reactivaciones relacionadas con la tectónica andina, que afectan especialmente a la sucesión cretácica y que condujeron la inversión y propiciaron el desarrollo de pliegues contra ellas. Además se observa el truncamiento de los reflectores (toplap) de esta secuencia contra la discordancia que la separa de los depósitos terciarios.

El lineamiento Uriburu, definido como un rasgo morfológico relacionado con la estructuración subsuperficial y que se determina además en imágenes satelitales (Folguera 2011), se ubica aproximadamente sobre el pliegue más importante, resultado de la compresión andina. La inversión de las cuencas cretácicas, según lo reseñado en Martino *et al.* (2014) habría comenzado hace unos 10 Ma registrándose varias fases en su evolución.

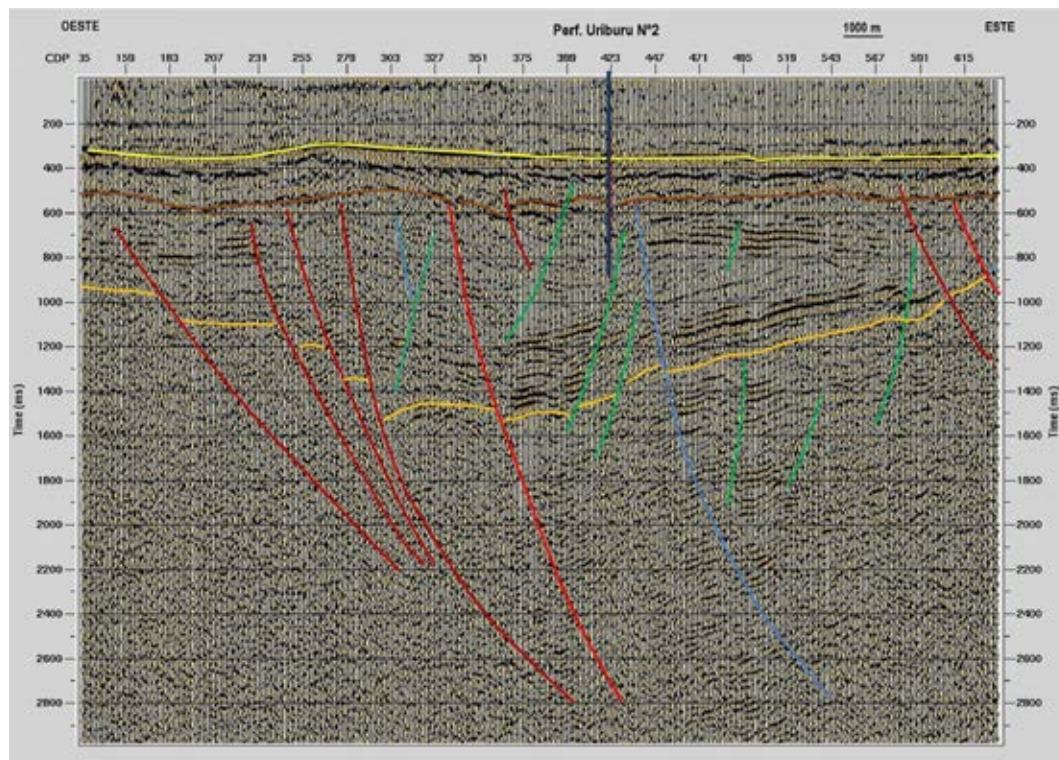


Figura 1: Línea 25144 reprocesada. Se puede observar el arreglo de las fallas más importantes (líneas rojas) y las inferidas (en verde y celeste) que afectan basamento y depósitos cretácicos. El horizonte amarillo inferior indica el contacto entre basamento paleozoico y el relleno Cretácico. El superior sigue un reflector paralelo a la discordancia Cretácico-Mioceno.

Referencias

- Apud Higonet L.A. 2015. Reprocesamiento de la línea de sísmica de reflexión N° 25144 (Santa Rosa - Uriburu, provincia de La Pampa): análisis e interpretación de los resultados. Universidad Nacional de La Pampa. Tesina de grado (inédita).
- De Elorriaga, E.E. 2010. Evaluación de los depocentros de la cuenca de Macachín, provincias de La Pampa y Buenos Aires, Argentina. Tesis doctoral Universidad Nacional del Sur (inédita) 225 pp. y anexo 31 p., Bahía Blanca.
- De Elorriaga E.E. y Camilletti, C.M. 1999. Señales de sedimentitas precretácicas en el subsuelo de la cuenca de Macachín. 7º Jornadas Pampeanas de Ciencias Naturales, Actas: 139-147. Santa Rosa.
- Folguera, A. 2011. La reactivación neógena de La Pampa Central. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires, 192 p. (inédita).
- Giai, S.B. 1975. Plan de Investigación de Aguas subterráneas (PIAS). Informe preliminar. Informe inédito, 56 pp., 25 figs y 6 mapas. APA. Santa Rosa.
- Juan, R. del C., De Jager, J., Russel, J. y Gebhard, I. 1996. Flanco Norte de la Cuenca del Colorado. En: Ramos, V.A. y Turic, M.A. (Eds.): Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 7: 117-133. Buenos Aires.
- Kostadinoff, J. y Llambías, E. 2002. Cuencas sedimentarias en el subsuelo de la provincia de La Pampa. 5º Congreso de Exploración y Explotación de Hidrocarburos. Actas electrónicas, Mar del Plata.
- Linares, E., Llambías, E.J. y Latorre, C.O. 1980. Geología de la Provincia de La Pampa, República Argentina y geocronología de sus rocas metamórficas y eruptivas. Revista de la Asociación Geológica Argentina 35: 87-146.
- Martino, R.D.; Guerreschi, A.B.; Carignano, C.A.; Calejari, R. J.; Manoni, R. 2014. La estructura de las cuencas extensionales cretácicas de las Sierras de Córdoba. Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Córdoba, Relatorio del 19º Congreso Geológico Argentino: 513 – 538. Córdoba.
- Orellana, E.I. 1966. Sobre trabajos sísmicos de refracción en la provincia de la Pampa. Gerencia de Exploración Geofísica, YPF, informe inédito 4 pp. y 5 adjuntos. Buenos Aires.
- Salso, J.H. 1966. La cuenca de Macachín, provincia de La Pampa. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 21: 107-117.
- Yrigoyen, M.R. 1975. Geología del subsuelo y plataforma continental. 6º Congreso Geológico Argentino: Relatorio: 139-168. Bahía Blanca.

KINEMATIC PRELIMINARY RESULTS OF LATE TRIASSIC EXTENSIONAL BASINS IN NORTHERN CHILE (24.5°-26°S)

Mauricio Espinoza¹, Verónica Oliveros¹, Paulina Vásquez² y Florencia Bechis³

¹ Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de Concepción, Casilla 160-C, Concepción. mauricespinoza@udec.cl

² Servicio Nacional de Geología y Minería. Santiago de Chile.

³ Instituto de Investigaciones en Diversidad Cultural y Procesos de Cambio (IIDyPCa), CONICET - Universidad Nacional de Río Negro.

Abstract. The Pre-Andean cycle (Late Permian-Early Jurassic, according to Charrier *et al.* 2007), has been characterized as a stationary stage of Gondwana with an abortion of the subduction system (Mpodozis and Kay 1990). Consequently, it would have predominated an extensional tectonic regime with the development of a NNW trending continental rifting and a magmatic bimodality (Charrier *et al.* 2007). These features are well recognized in Argentina (Ramos and Kay 1991, Spalletti 1999). However, along the Chilean side, outcrops are more scarce and discontinuous and have been strongly affected by magmatism and tectonism (reverse and strike-slip faulting and vertical axis rotations) during the Cenozoic, hindering the recognition of primary features of basins. On the other hand, previous works in Chile and Argentina, have proposed alternative models invoking the development of subduction during the Late Triassic (Llambías *et al.* 2007, Oliveros *et al.* 2014). The latter evidences that the first order driving mechanisms for extension of these basins are poorly understood (subduction related versus continental *rift valley* basins).

In northern Chile (24.5°-26°S) two depocenters of the Pre-Andean cycle are relatively well exposed: the Cifuncho basin along the Coastal Cordillera, and El Profeta basin in the Precordillera. The study of these basins is an important proxy in order to characterize the geodynamic framework of the Late Triassic-Early Jurassic evolution of the southwestern margin of Gondwana during the transition to the Andean orogeny. Furthermore, an important number of mesoscopic synrift structures are well preserved in some ravines. The kinematic analysis of these structures allow us to compare the strain field along the Cifuncho-El Profeta basins with those reported in Argentina for the same period (Bechis *et al.* 2010, Giambiagi *et al.* 2008). In order to unravel the geologic evolution during this period and to evaluate the possible influence of the subduction process in the strain field of the crust, we are currently carrying a tectonostratigraphic study of these basins. Here, we present the first report of

synrift structures affecting Late Triassic successions of the El Profeta depocenter.

Third and fourth order extensional faults (<10 m of slip) with a complete datum (fault surface orientation, sense of movement and direction of transport) were considered. Stratigraphic displaced markers, "RO" type surfaces and mineral fibers were used to get the sense of shear. Three of the sites correspond to the continental underlying successions (Quebrada La Perra, Quebrada Doña Inés Chica and Cerro Manchón localities) while the two others correspond to the marine overlying successions (Quebrada Encuentro and Punta del Viento localities). Kinematic data were analyzed using FautKin7 software (Allmendinger *et al.* 2012).

Most of the data (Punta del Viento, Quebrada Encuentro, Quebrada Doña Inés Chica and Quebrada La Perra localities) show a clear synrift character with the development of fault controlled growing strata (decimeters to meters of synrift thickness strata) and post-rift horizons sealing the deformation. Besides, the extensional structures present in Cerro Manchón are analyzed together because of its presumable synrift origin. These data and their kinematic analysis are summarized in the figure 1.

The kinematic analysis shows a variability in the bedding-corrected orientation of tensional axis (T) from a main NW to subordinate NE directions. Most of the corrected extensional structures show normal faulting with little strike-slip component except the Quebrada Doña Inés Chica data which correspond to a main sinistral faulting with a minor extensional component. On the other hand, no correlation with the age of the synrift strata is observed (Figure 1B), suggesting that the principal directions distribution could be reflecting local variations in the strain field across the El Profeta basin during the aperture of Pre-Andean depocenters more than a temporal variation. The main NW-NNW direction of extension could be related with the local predominance of a NE-ENE trending extensional faulting instead of a NNW far field rifting.

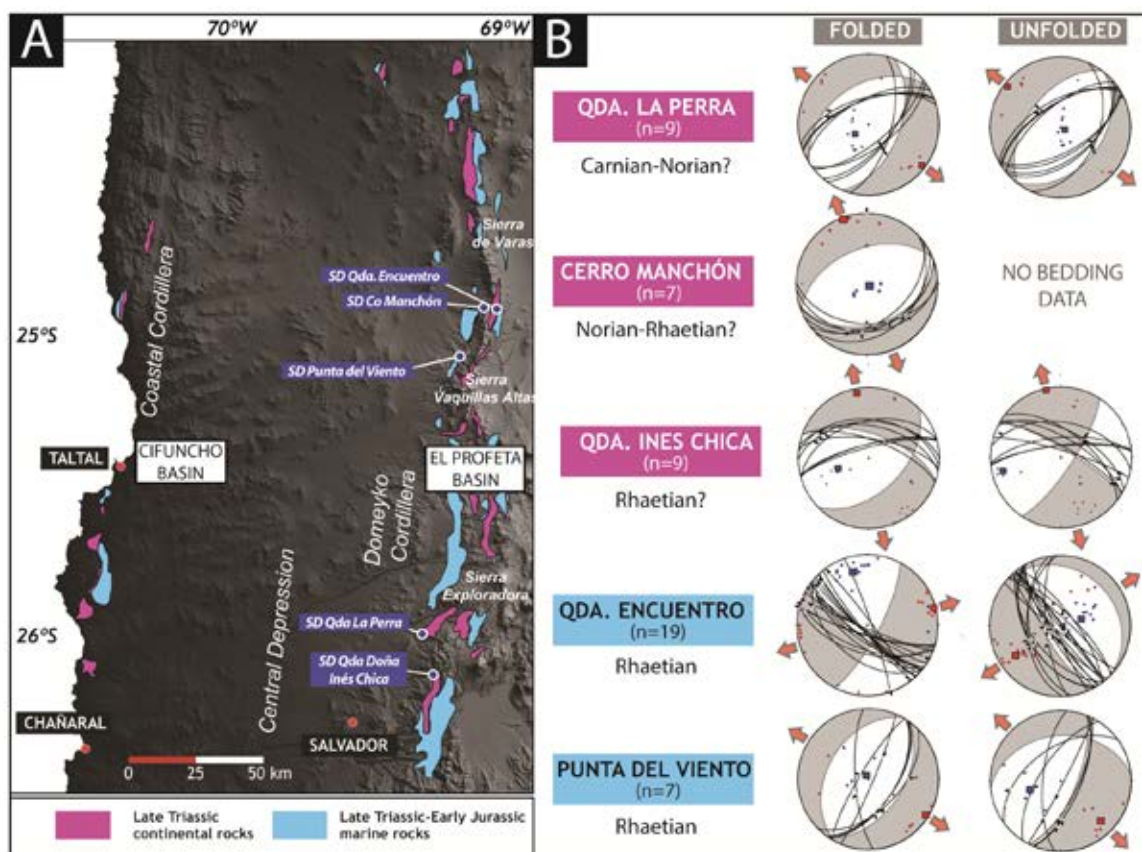


Figure 1: A) Study area showing the Cifuncho and El Profeta basins. Blue rectangles mark locations where kinematic analyses were carried out. B) Stereograms showing the synrift faults and fault plane solutions. Red (Blue) dots show the tension (pressure) axis. The arrows show the directions of extension from the tensional axis.

References

- Allmendinger, R.W., Cardozo, N.C., Fisher, D. 2012. Structural Geology Algorithms: Vectors & Tensors. Cambridge, England, Cambridge University Press.
- Bechis, F., Giambiagi, L., García, V., Lanés, S., Cristallini, E., Tunik, M. 2010. Kinematic analysis of a transtensional fault system: The Atuel depocenter of the Neuquén basin, southern Central Andes, Argentina. *Journal of Structural Geology* 32: 886–899.
- Charrier, R., Pinto, L., Rodríguez, M.P. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. In Moreno, T. and Gibbons, W. *The Geology of Chile*, 21–114 p., London.
- Giambiagi, L., Bechis, F., Lanés, S., Tunik, M., García, V., Suriano, J., José, M. 2008. Formación y evolución triásico-jurásica del depocentro Atuel, Cuenca Neuquina, provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63: 520–533.
- Llambías, E.J., Leanza, H. A., Carbone, O. 2007. Evolución Tectono-magmática durante el Pérmico al Jurásico temprano en la Cordillera del Viento (37°05'S - 37°15'S): Nuevas evidencias geológicas y geoquímicas del inicio de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62(1): 217–235.
- Mpodozis, C., Kay, S. 1990. Provincias magmáticas ácidas y evolución tectónica de Gondwana: Andes chilenos (28°-31° S). *Revista Geológica de Chile* 17(2): 153-180.
- Oliveros, V., Valín, X., Vásquez, P., Creixell, C., Vallejos, D. 2014. Estudio geoquímico y geocronológico de las sucesiones volcano-sedimentarias pre-Jurásicas en el norte de Chile (28°00' -29°30'): Implicancias para el inicio de la subducción andina. XIX Congreso Geológico Argentino, Córdoba.
- Ramos, V.A., Kay, S.M. 1991. Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo basin, central Argentina. *Geological Society of America, Special Papers*: 265.
- Spalletti, L.A. 1999. Cuenca triásicas del Oeste argentino : origen y evolución. *Acta geológica Hisp.* 32: 29–50.

SYNOROGENIC FORELAND RIFTING: A REVIEW OF ANDEAN IMPRINTS ON THE EVOLUTION OF TRANSVERSAL BASINS IN SOUTHERN SOUTH AMERICA

G.M. Gianni¹, C.G. Navarrete² y A. Folguera¹

¹ Instituto de Estudios Andinos Don Pablo Groeber, UBA - CONICET. Departamento de Ciencias Geológicas, FCEN, Universidad de Buenos Aires. guidogianni22@gmail.com

² Dpto. de Geología, F.C.N., Universidad Nacional de la Patagonia "San Juan Bosco".

Orogenic-triggered foreland rifting known as *impactogene* has been documented in current and ancient collisional settings around the world. Sengör (1976) proposed that indentation of a continental promontory could directly induce foreland extension and/or transtension at a high angle to the orogenic front that nucleate in lithospheric anisotropies. Furthermore, far field-stresses associated with collisional events are capable to reactivate pre-existing rift basins in the foreland when properly oriented respect to the imposed contractional stress field (Mats and Perelepova 2011). This peculiar rifting mechanism has been identified in active systems such as the Rhine and Baikal Rifts, related to the Alpine and the Himalayan collision zones respectively.

However, the possibility of Andean-type margins to induce this mechanism has not been properly assessed yet. To evaluate the potential of subduction orogenesis to nucleate and/or reactivate extensional basins, we review the most recent advances on the evolution of the Cretaceous to Cenozoic Golfo de San Jorge, Lomas de Olmedo and Taubaté rifts in southern South America and compare them with the uplift history of the Andes.

An extensive review of main Andean orogenic stages shows a paradoxical correlation with extensional stages in these transversally disposed rift basins. We interpret these events in terms of a causative relation where rift basins have been influenced at specific times during its evolution by Andean far-field stresses that propagated throughout the foreland area. In the case of the Golfo de San Jorge Basin and Lomas de Olmedo Sub-Basin (Brupo Salta Basin), ENE- and NE-directed Andean contraction would have reactivated normal faults developed in a previous rifting event localized in ancient lithospheric weaknesses (Comin-guez and Ramos 1995, Gianni *et al.* 2014, 2015). On the other hand, the Taubaté Basin located in the south east margin of Brazil directly opened as a result of the transtensional reactivation of a NE-trending basement fabric under a NE-directed compression related to the Andean Incaic event (Cogné *et al.* 2013). Obvious

differences in the causes driving to *impactogenesis* (continental collision) as well as particular tectonic and magmatic characteristics respect to the south American cases here described, lead us to differentiate cases of syn-contractional rifting related to continent –continent collision from those related to ocean-continent collision (Andean-type margins). Hence, in an attempt to develop a broader concept, we propose the use of the term *synorogenic foreland rifting* for newly developed intraplate rifts that form at a high angle to the orogenic front or reactivations of preexisting rift basins favorably oriented. Under this definition the term *impactogene* would constitute a specific case of *synorogenic foreland rifting*. These are characterized by a variable transtensional component depending on their orientation and are directly related to orogenic contractional stress-field involved in continent-continent or ocean-continent collisional settings.

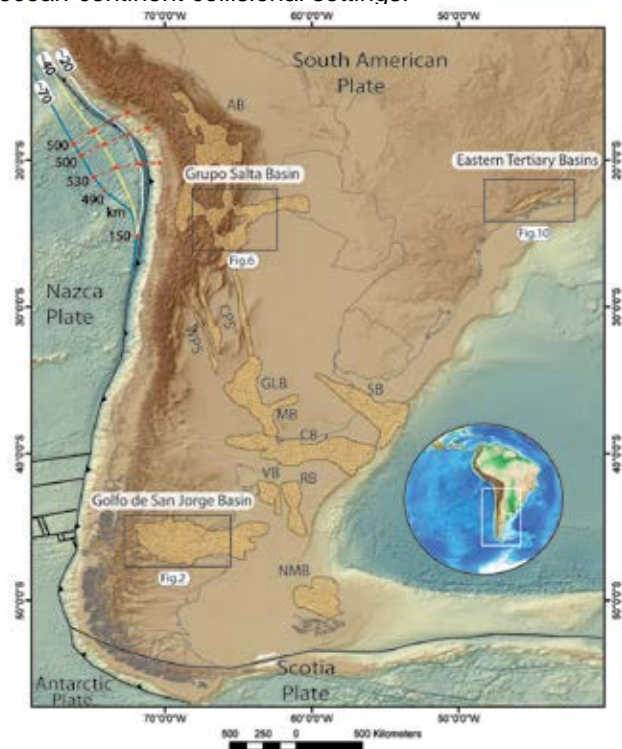


Figure 1. Regional image showing the location of the Mesozoic to Early Cenozoic basins and the location of those studied in this work, The Golfo de San Jorge, Grupo Salta and Eastern Tertiary (Taubaté) Basins.

References

- Cogné, N., Cobbold, P. R., Riccomini, C., Gallagher, K. 2013. Tectonic setting of the Taubaté Basin (Southeastern Brazil): insights from regional seismic profiles and outcrop data. *Journal of South American Earth Sciences* 42: 194-204.
- Cominguez, A.H., Ramos, V.A. 1995. Geometry and seismic expression of the Cretaceous Salta Rift of Northwestern Argentina. En Tankard, A.J. Suarez, R. Welsink H.J. (Eds.) *Petroleum Basins of South America*, AAPG, Special Publication Memoir: 325-340.
- Gianni, G., Navarrete, C., Orts, D., Tobal, J., Folguera, A., Giménez, M. 2014. Cuenca de Chubut: su relación con el antepaís fragmentado y el impactogeno andino. 19° Congreso Geológico Argentino, Actas electrónicas, Córdoba.
- Gianni, G., Navarrete, C., Orts, D., Tobal, J., Folguera, A., Giménez, M. 2015. Patagonian broken foreland and related synorogenic rifting: The origin of the Chubut Group Basin. *Tectonophysics* 649: 81-99.
- Mats, V.D. y Perepelova, T.I. 2011. A new perspective on evolution of the Baikal Rift. *Geosciences Frontiers* 2: 349-365.
- Sengör, A.M.C. 1976. Collision of irregular continental margins: implications for foreland deformation of Alpine-type orogens. *Geology* 4: 779-782.

INTERACCIÓN TEMPORAL Y ESPACIAL DURANTE EL LEVANTAMIENTO DE LAS SIERRAS DE LA TRANCA Y CARACOL, Y LA CONSECUENTE SEDIMENTACIÓN INTERMONTANA, PRECORDILLERA OCCIDENTAL, SAN JUAN.

Diego J. Mardonez¹, Julieta Suriano², Laura B. Giambiagi¹ y José F. Mescua¹

¹ IANIGLA, CCT Mendoza, CONICET, Av. Ruiz Leal s/n, Parque General San Martín, Mendoza. dmardonez@mendoza-conicet.gov.ar

² IGeBA-Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires-CONICET

La Precordillera Argentina conforma la zona externa de los Andes, y registra la compresión del retroarco asociado a la subducción horizontal de la placa de Nazca, formando una “faja plegada y corrida” de vergencia oriental que involucra láminas de basamento sedimentario Paleozoico. La zona de estudio se enmarca en la Precordillera Occidental, que corresponde a los dos primeros corrimientos que levantan el basamento de rocas de ambiente marino-profundo del Paleozoico inferior. Estas estructuras se disponen en el borde oeste de los valles La Tranca y Caracol, a los que deben sus nombres. Esta configuración permite generar cuencas intermontanas cuya sedimentación registra la evolución de este sector de la Precordillera durante el Neógeno. Estudios sobre estas unidades, concluyen que la actividad de las fallas, sobre el antepaís, se inició ~20 Ma formando los dos primeros corrimientos (Tranca y Caracol), mientras que la deformación de la Precordillera Central y Oriental, se inició posterior a los 14 Ma (Jordan *et al.* 1993a y b, 2001). Nuevos estudios de detalle en depósitos de cuenca de *piggyback* en el valle de La Tranca,

identifican la complejidad de la interacción entre los procesos tectónicos y sedimentológicos ocurridos durante la formación de relieve que indicaría la actividad coetánea de ambos corrimientos (Suriano *et al.* 2011, 2014). Dataciones recientes (Suriano *et al.*, en preparación) muestran que la sedimentación sintectónica sobre el valle de la Tranca se inició aproximadamente a los 13 Ma, y no a los 20 Ma como fuera propuesto anteriormente, confirmando la actividad, por lo menos en parte, sincrónica de ambas estructuras y otorgándole una edad más joven a la estructuración de la Precordillera.

En esta contribución se integra información sedimentológica registrada en los valles de la Tranca y Caracol, como poderosa herramienta para obtener una evolución estructural integrada de la deformación temprana en la Precordillera en esta región.

En la zona sur del valle de la Tranca se encuentran fangolitas rojas con intercalaciones de areniscas y lentes de conglomerado correspondientes a la Fm. Puesto la Flecha, denominadas por Jordan *et al.* (1993) como “capas rojas” e interpretadas como depositadas previo a la deformación de la Precordillera. En continuidad estratigráfica se registran bancos arenosos con importante aporte piroclástico incluidos también en la unidad antes mencionada. Sobre ellos se expone capas de arenisca gruesa verdosa con aparente estratificación cruzada, esta unidad, al igual que las previas se dispone subverticalmente hasta encontrarse volcada. La base de este paquete se observa en contacto por falla sobre bancos de coloración blanquecina, que corresponden a brechas y, en menor proporción, areniscas con abundante material piroclástico. Éstas se encuentran apoyadas, en forma de *onlap* (Figura 1), directamente sobre la Sierra del Durazno y poseen un manteo homoclinal de ~40° al NO. Los clastos de proveniencia local (Fm. Yerba Loca y Fm. Talacasto) encontrados en las brechas indican que se depositaron cuando las secuencias paleozoicas se encontraban expuestas, por lo tanto, se trata de se-



Figura 1: Vista panorámica al sur del valle de La Tranca, en primer plano se observa en *onlap* de las capas volcanoclásticas blancas sobre la Fm. Los Espejos. Al fondo se aprecia la discordancia angular de la Fm. Cuesta del Viento sobre las unidades más antiguas.

dimentación sin o post-tectónica. La secuencia antes descrita se encuentra truncada por una discordancia erosiva irregular (Figura 1), en partes cementada por material carbonático. Esta superficie buza entre 45° y 55° hacia el O, inclinación que decrece hacia el E. Sobre ella se disponen potentes bancos de brechas y conglomerados con niveles de barreales, especialmente abundantes en la zona central oeste del valle, esta secuencia es correlacionable con la Fm. Cuesta del Viento que aflora en el extremo norte del valle. Las características de los depósitos, la morfología de la discordancia y la medición de bancos sobre la discordancia, indica que ésta se formó progresivamente durante la deformación y alzamiento de la Sierra del Durazno, lo que configura una geometría de estratos de crecimiento.

Sobre este contexto se elaboran perfiles estructurales balanceados en secciones que cortan perpendicularmente los valles de la Tranca y Caracol con el fin de probar modelos de deformación que se ajusten al registro sedimentológico observado en el área. Estas reconstrucciones muestran la evolución desde una cuenca de antepaís distal, representada por la Fm. Puesto la Flecha, que es cortada por los corrimientos de La Tranca y Caracol. En el extremo Norte del valle de La Tranca, la sierra homónima sirve como área de aporte durante la depositación de la Fm. Cuesta del Viento. Casi simultáneamente, la actividad del corrimiento Caracol inclina las capas de la Fm. Puesto la Flecha, y además genera la depositación de niveles de baja energía producto de la generación de espacio de acomodación para la sedimentación. Mientras, en la zona sur del valle de la Tranca, el corrimiento de Caracol tiene menor rechazo, por lo que pone en contacto las capas de la Fm. Puesto la Flecha sobre los bancos volcanoclásticos blancos sinorogénicos. Esta deformación es sellada por la discordancia, que es inclinada simultáneamente con la depositación de potentes capas de brechas en la zona proximal y brechas intercaladas con depósitos lacustres en la parte central de la cuenca. La generación de estratos de crecimiento en lugar de discordancias progresivas indica una tasa de sedimentación mayor a la de levantamiento, ya que se generaron estos en lugar de discordancias progresivas.

El corrimiento de Los Blancos, ubicado al este de la

Sierra del Durazno, es el responsable del buzamiento observado en la discordancia, lo que muestra que la Precordillera no sólo comenzó a deformarse después de lo indicado por Jordan *et al.* (1993 a y b, 2001), sino que al menos los 3 primeros corrimientos interaccionan espacial y temporalmente.

Este estudio muestra que los procesos sedimentarios registran los cambios ocurridos en las estructuras, que se aprecian complejas en su interrelación pero que aportan al entendimiento de la tectónica del sector.

Referencias

- Jordan, T.E., Drake, R.E. y Naeser, C.W. 1993a. Estratigrafía del Cenozoico Medio en la Precordillera a la latitud del Río Jáchal, San Juan, Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 132-141. Mendoza
- Jordan, T., Allmendinger, R., Damanti, J., Drake, R. 1993b. Chronology of motion in a complete thrust belt: The Precordillera, 30°-31°, Andes Mountains. *The Journal of Geology* 101: 135-156.
- Jordan, T., Schlunegger, F. y Cardozo, N. 2001. Unsteady and spatially variable evolution of the Neogene Andean Bermejo foreland basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 14: 775-798.
- Suriano, J., Alonso, M. S., Limarino, C. O. y Tedesco, A. M. 2011. La Formación Cuesta del Viento (nov. nom.): una nueva unidad litoestratigráfica en la evolución del orógeno precordillerano. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 68: 246-260.
- Suriano, J., Limarino, C. O., Tedesco, A. M., Alonso, M. S. 2014. Sedimentation model of piggyback basins: Cenozoic examples of San Juan Precordillera, Argentina. From: Sepúlveda, S. A., Giambiagi, L. B., Moreiras, S. M., Pinto, L., Tunik, M., Hoke, G. D. & Farías, M. (eds). *Geodynamic Processes in the Andes of Central Chile and Argentina*. Geological Society, London, Special Publications 399: 221-244.
- Suriano, J., Mardonez, D., Mahoney, B., Mescua, J., Giambiagi, L., Kimbrough, D. (en preparación): Sequence of uplift of the Andes at 30°S: insights from sedimentology and U/Pb dating of synorogenic deposits.

MECANISMOS DE ACORTAMIENTO TECTÓNICO Y EPISODIOS DE DEFORMACIÓN, REGISTRADOS A LO LARGO DEL SEGMENTO PAMPEANO CHILENO (27°-28.5°S). ANDES CENTRALES

Fernando Martínez¹ y César Arriagada¹

¹ Departamento de Geología, FCFM, Universidad de Chile. martinezfjh@hotmail.com

El segmento andino pampeano del norte de Chile (27°-28.5°S), se compone de dos largos dominios tectónicos (Cordillera de la Costa 'CC' y Cordillera Frontal 'CF') (Figura 1). De oeste a este, su registro estratigráfico se divide en tres grandes grupos de unidades geológicas: rocas graníticas permo-triásicas (240-250 Ma), sucesiones marinas y continentales 'syn-rift' del Mesozoico y depósitos continentales synorogénicos (80, 60, 20 Ma), además de toda una suite de cuerpos intrusivos terciarios (Paleoceno-Eoceno) (MoscOSO *et al.* 2010; Peña *et al.* 2013; Martínez *et al.* 2012). En esta región, excelentes afloramientos atestiguan diferentes estilos estructurales ligados a eventos de evolución extensional y compresiva del margen continental. Recientes datos obtenidos tanto en superficie como por gravimetría (Martínez *et al.* 2015) revelan que largos anticlinales de inversión y corrimientos

de basamento son las geometrías estructurales más recurrentes.

La inversión tectónica de cuencas extensionales mesozoicas y a la deformación de escama gruesa de su basamento se reconocen como los mecanismos responsables del alzamiento y acortamiento cortical en la región. Evidencias de ello son el plegamiento bivergente y expulsión parcial del relleno de las cuencas mesozoicas, localizadas a lo largo de este segmento. También se asocia la exposición de extensos bloques graníticos y pliegues con núcleo de basamento limitados por fallas inversas. Una sección balanceada y restaurada de 137 km de longitud, permitió determinar que: la inversión tectónica se concentró parcialmente a lo largo de fallas maestras, con orientación favorable para reactivación, considerando la paleoposición del campo de esfuerzos. Este proceso no dió un gran aporte al acortamiento del margen. El mayor acortamiento (31.16 km) fue alcanzado, en cambio, mediante largas rampas de basamento, posiblemente desplazadas a lo largo de un depegue basal a 10 km de profundidad, las cuales también parecen haber decapitado algunas estructuras heredadas durante su propagación (Figura 2). Nuevos datos geocronológicos (U-Pb) obtenidos en rocas sinorogénicas y volcánicas, dispuestas sobre los flancos de los anticlinales de inversión y en los bloques cabalgados de las fallas de basamento, sugieren que la deformación andina y el acortamiento cortical, podría haber comenzado a partir de los 80 Ma mediante el cierre parcial de cuencas

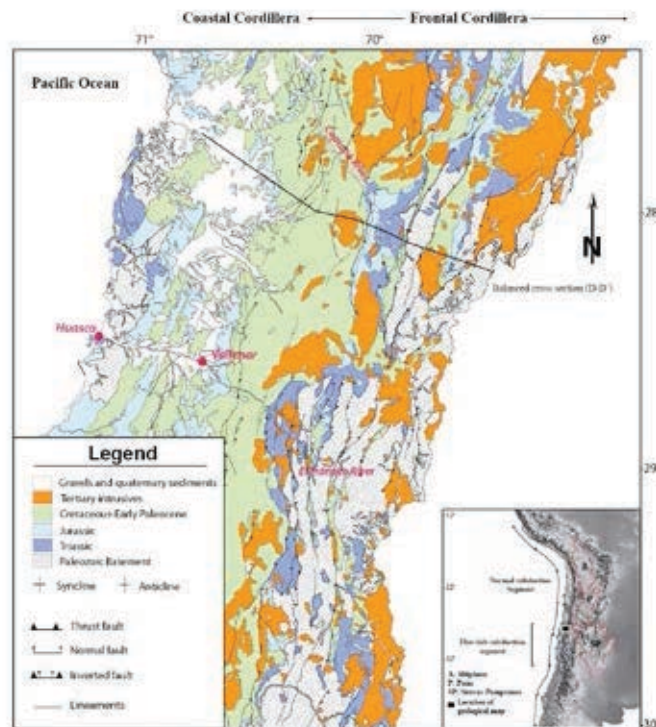


Figura 1. Mapa geológico simplificado del área de estudio, indicando la posición de la sección estructural usada (Modificado de Martínez *et al.* 2015).

extensionales. A partir de los 60 Ma y al menos hasta el Mioceno, la deformación habría sido propagada de oeste a este mediante rampas de basamento, las que finalmente provocan el mayor alzamiento cortical en la región, el cual se observa más claramente sobre la CF (Figura 2). Hipotéticamente, este último proceso podría responder con el aumento en la velocidad de convergencia entre la Placa de Nazca vs. Sudamérica (Somoza 1999), acompañada de un cambio en la dirección del campo de esfuerzo principal y la herencia estructural mesozoica.

Referencias

Martínez, F., Arriagada, C., Mpodozis, C., Peña, M. 2012. The Lautaro Basin: A record of inversion tectonics northern Chile. *Andean Geology* 39(2): 258-278.
 Martínez, F., Arriagada, C., Valdivia, R., Deckart, K., Peña, M. 2015. Geometry and kinematics of the An-

dean thick-skinned thrust systems: Insights from the Chilean Frontal Cordillera (28°-28.5°S), Central Andes, *Journal of South American Earth Sciences*, doi: 10.1016/j.jsames.2015.05.001.

Moscoso, R., Mpodozis, C., Nassi, C., Ribba, L., Arévalo, C (Compilador) 2010. Geología de la Hoja El Tránsito, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile: 7, escala 1:250.000.

Peña, M., Arriagada, C., Martínez, F., Becerra, J., 2013. Carta Geológica Yerbas Buenas-Tres Morros, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, escala: 1:100.000.

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.

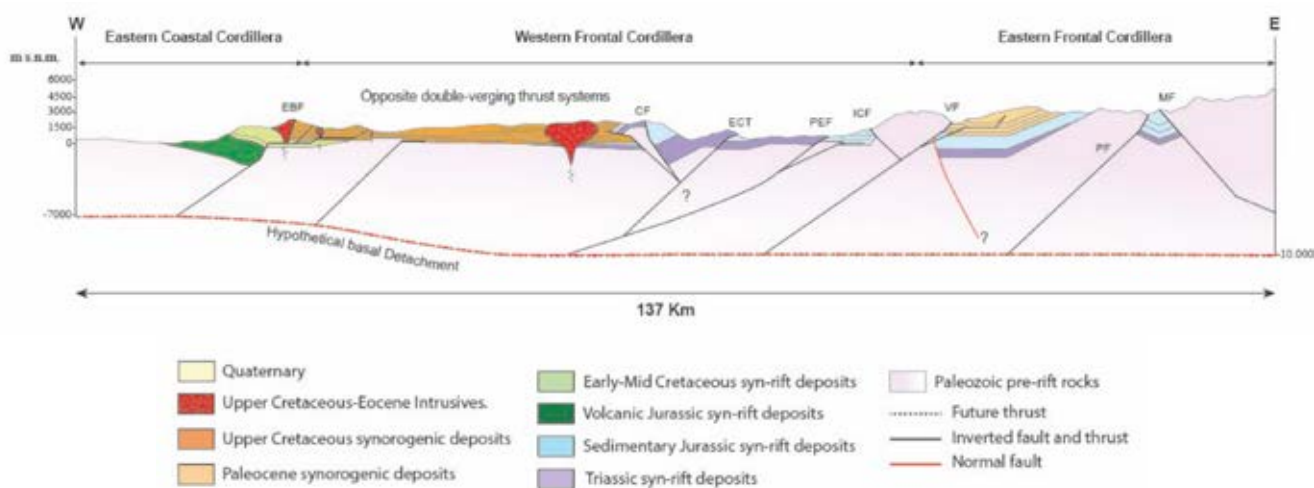


Figura 2. Sección estructural balanceada interpretada y discutida en este estudio.

AVANCES EN EL ESTUDIO ESTRUCTURAL Y TECTÓNICO DE LA ZONA DEL CERRO MERCEDARIO (32°S), SAN JUAN, ARGENTINA

Manuela Amelia Mazzitelli¹, Laura Beatríz Giambiagi¹, Brian Mahoney², Ana Clara Lossada¹ y Pilar Jeanneret¹

¹ IANIGLA, CCT Mendoza, CONICET, Av. Ruiz Leal s/n, Parque General San Martín, Apartado Postal: 330, 5500 Mendoza, Argentina. mmazzitelli@mendoza-conicet.gob.ar

² Departamento de Geología, Universidad de Wisconsin, Eau Claire.

La zona de estudio se encuentra ubicada a los 32° de latitud Sur, entre los 70° y 69° 30' de longitud Oeste, dentro de la provincia de San Juan, Argentina. El área se encuentra en la provincia geológica de Cordillera Frontal, con una cuenca de *piggyback* contenida en la misma.

Los estudios previos fueron realizados por diferentes autores en la zona de alta montaña (Álvarez y Pérez 1993, Álvarez y Ramos 1999, Cristallini y Ramos 2000, Mpodozis 2009). Los estudios previos de la cuenca de *piggyback* Manantiales fueron realizados por Pérez (1995, 2001), Pérez y Ramos (1996) y Jordan *et al.* (1996).

Los estudios anteriores consideran que la evolución paleogeográfica de la Cordillera Frontal en este sector ha estado controlada por el desarrollo del sistema de rift de La Ramada durante el Triásico-Jurásico (Álvarez 1996). Los depósitos de sinrift representados por la Formación Rancho de Lata, de 190 Ma, consisten en depósitos continentales de conglomerados, capas rojas y tobos y tufitas asociadas a magmatismo bimodal. La subsidencia en este caso estaría controlada por fallas normales, luego se deposita la Formación Los Patillos, de edad Pleinsbachiano-Calloviano, que consiste en depósitos marinos con areniscas calcáreas, *packstones*, *mudstones* nodulares y tufas. Durante el Kimmeridgiano, el arco volcánico migra al Este, y la Formación Tordillo, que son depósitos continentales de capas rojas (Álvarez y Ramos 1999).

En las nacientes del río Colorado se han observado afloramientos de rocas carbonáticas oscuras con venillas de carbonatos, con grandes cantidades de bivalvos y amonites bien conservados. Se asignó la edad de Calloviano inferior (Dr. Ricardi, comunicación personal) pudiendo ser correlacionable con la Brecha Calcárea (Iglesia Llanos 1995) y la Formación La Manga, que sobreyace a la Formación Los Patillos en discordancia. Esto podría indicar que los depósitos del Jurásico medio de la cuenca de La Ramada llegan más al Norte de lo que se creía, aunque el alto de La Ramada se comportaba como un alto estructural, ya que los espesores de estos depósitos son pequeños.

La cuenca de Manantiales (Pérez 1995) es una cuenca de *piggyback* sinorogénica, rellena por los sedimentos de la Formación Chinchas (Mirre 1966). Desde los afloramientos desde el arroyo de los Caballos, se puede observar una continuidad en la inclinación hacia el Oeste de los estratos de rumbo predominante N150, variando entre 8° y 25° O. A partir de los estudios de campo, dividimos los depósitos neógenos en 7 secciones, denominados Tc0 a Tc6 caracterizadas por distintos tipos de depósitos fluviales de granulometrías variables. Se tomaron varias muestras de los distintos miembros con el objetivo de hacer dataciones en un futuro cercano.

La estructura de la región se caracteriza por una deformación de piel gruesa con grandes bloques de basamento involucrados. La principal estructura del área es la falla de Santa Cruz, descrita por Lencinas (1982) como la responsable del levantamiento del cordón de Santa Cruz, ubicado al Norte del área de estudio. Ésta falla levanta al Grupo Choyoi, basculando sus afloramientos al Oeste (Ramos *et al.* 1996).

En la zona de la naciente del Río Colorado, la falla de Santa Cruz se desarrolla a través de dos escamas que cortan la estratigrafía. La escama Occidental es una falla profunda, de unos 60 a 70° de inclinación hacia el Oeste, que levanta parte del Grupo Choyoi, y lo pone en contacto con la Formación Rancho de Lata. Es una falla inversa de gran escala, que se extiende en sentido Norte-Sur. Corre desde el Sur del Cordón de la Ramada hasta el Norte del Cordón de Santa Cruz (Lencinas 1982, Ramos *et al.* 1996).

La escama Oriental, por su lado, pone en contacto la Formación Rancho de Lata con la Formación Tordillo. En esta falla se han tomado dos estaciones de medición cinemática donde se midieron en total 42 indicadores cinemáticos, tales como estrías mecánicas, fibras de crecimiento, escalones y fracturas de Riedel medidos sobre el plano de falla, que fueron procesados usando el programa FaultKin, proyectando cada uno de los datos obtenidos. El resultado indica un movimiento reverso puro, con orientación de los ejes de compresión subhorizontal N-S y los ejes de extensión subverticales. Los valores de los ejes compresionales en las estaciones son N107/09-N110/09 y extensionales de N338/75-N332/77.

A su vez, se han encontrado fallas de menor escala al Este de la escama Oriental, de rumbo Este-Oeste, donde se han tomado 15 datos cinemáticos, dando como resultado fallas de movimiento extensional, teniendo un valor en eje extensional N189/15 y en el eje compresional N321/67. Estas fallas afectan a las rocas de la Formación Rancho de Lata. Se puede interpretar que son fallas Triásicas previas al fallamiento inverso que levantó al cordón de la Ramada, siguiendo con el criterio propuesto previamente por Álvarez y Ramos (1999), formando parte del rift Triásico, nombrado anteriormente. Estos datos constituirían los primeros datos cinemáticos para las fallas normales de

la zona, indicando una dirección de extensión Noreste-Suroeste.

Los modelos estructurales propuestos por Cristallini (1996) y Cristallini y Ramos (2000) indican que la faja es el resultado de tres estadios de compresión, donde primero se generan pliegues por despegue a gran escala, utilizando el yeso Jurásico como despegue, luego una segunda etapa de reactivación de fallas directas Triásicas, lo cual indicaría una inversión tectónica del área, y por último, el desarrollo de corrimientos fuera de secuencia en el sector más occidental, todo en un periodo comprendido entre los 20 Ma. (Pérez 1995) y 9.2-10 Ma. (Cristallini *et al.* 1995, Pérez 1995). Las nuevas evidencias cinemáticas indican que las fallas mayores no corresponderían a fallas normales reactivadas, como fue planteado en un modelo estructural anterior (Cristallini y Ramos 2000). Nuestro modelo cinemático-estructural plantea además un nivel de despegue más somero que el propuesto en otros modelos, a partir del modelado termomecánico de niveles de comportamiento frágil y niveles de comportamiento dúctil tomado de Tassara y Echaurren (2012).

En la presentación del resumen se presentarán perfiles balanceados de la zona y un mapa con nuevos aportes. Los estudios de la zona se continuarán al Este, hacia la Precordillera, con el objetivo de generar un perfil completo de la transecta de los 32° de Latitud Sur.

Referencias

- Alvarez, P.P. 1996. Los Depositos Triásicos y Juraásicos de la Alta Cordillera de San Juan. En Ramos (ed.), Geología de la Región del Aconcagua, Provincias de San Juan y Mendoza, Subsecretaría de Minería de la Nación, Dirección del Servicio Geológico Anales 24(5): 59-137. Buenos Aires.
- Álvarez, P.P. y Pérez, D. J. 1993. Estratigrafía y estructura de las nacientes del río Colorado, alta cordillera de San Juan. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2:78-84, Mendoza.
- Álvarez, P.P. y Ramos V.A. 1999. The Mercedario rift system in the Principal Cordillera of Argentina and Chile (32° S). *Journal of South American Earth Sciences* 12: 17-31.
- Cristallini, E. O., Mosquera, A., Ramos, V. A. 1995. Estructura de la Alta Cordillera de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 49(1-2) (1994): 165-183.
- Cristallini, E.O. 1996. La faja plegada y corrida de la Ramada. Geología de la Región del Aconcagua, Provincias de San Juan y Mendoza. En Ramos (ed.). Subsecretaría de Minería de la Nación, Dirección Nacional del Servicio Geológico, Anales 24(13): 349-385, Buenos Aires.
- Cristallini, E.O. y Ramos, V. A. 2000. Thick-skinned and thin-skinned thrusting in the La Ramada fold and thrust belt: crustal evolution of the High Andes of San Juan, Argentina (32 SL). *Tectonophysics* 317: 205-235.
- Iglesia Llanos, M. P. 1995. Geología del área de Manantiales al este del Cordón del Espinacito, Provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 50(1-4): 195-211.
- Jordan, T. E., Tamm, V., Figueroa, G., Flemings, P. B., Richards, D., Tabbutt, K., Cheatham, T. 1996. Development of the Miocene Manantiales foreland basin, Principal Cordillera, San Juan, Argentina. *Revista Geológica de Chile* 23(1): 43-79.
- Lencinas, A. 1982. Características estructurales del extremo sur de la cordillera Sanjuanina, Argentina. 5° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 1, 489-498, Buenos Aires.
- Mirré, J.C. 1966. Geología del Valle del Río de los Patos (entre Barreal y Las Hornillas). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 21(4): 211-231.
- Pérez, D. J. 1995. Estudio geológico del Cordón del Espinacito y regiones adyacentes, provincial de San Juan. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires. Buenos Aires, 262 p.
- Pérez, D. J. y Ramos, V. A. 1996. Los depósitos sinorogénicos. Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza. Subsecretaría de Minería de la Nación, Dirección Nacional del Servicio Geológico. Anales 24(11): 317-341, Buenos Aires.
- Ramos, V. A., Aguirre-Urreta, M. B., Alvarez, P. P., Cegarra, M. I., Cristallini, E. O., Kay, S. M., Lo Forte, G.L., Pereyra F. X. y Pérez D. J. 1996. Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza, Subsecretaría de Minería de la Nación, Dirección Nacional del Servicio Geológico.
- Tassara, A. y Echaurren, A. 2012. Anatomy of the Andean subduction zone: three-dimensional density model upgraded and compared against global-scale models. *Geophysical Journal International*. 189, 161-168.

INTEGRACIÓN DE LA DEFORMACIÓN EOCENA EN EL TRAMO NORTE Y SUR DE LA CORDILLERA ORIENTAL ARGENTINA

Carolina Montero-López¹, Alejandro Aramayo¹, Fernando Hongn¹, Cecilia del Papa² y Patricio Payrola¹

¹ IBIGEO, CONICET-Universidad Nacional de Salta. 9 de Julio N°14, CP 4405, Rosario de Lerma, Salta. E-mail: cmontero@conicet.gov.ar

² CICTERRA, CONICET- Universidad Nacional de Córdoba.

A lo largo del borde oriental de la Puna y sectores medio y sur de la Cordillera Oriental de Argentina, fueron detectados episodios de deformación y sedimentación sincrónicos para el Eoceno (Hongn *et al.* 2007, del Papa *et al.* 2013). En el tramo centro-norte de los valles Calchaquíes existen numerosas evidencias de deformación paleógena con sedimentación sintectónica asociada, como por ejemplo la discordancia angular entre las etapas iniciales del Grupo Payogastilla y el Grupo Salta (Cretácico-Paleoceno) en la zona de Saladillo-La Poma (Hongn *et al.* 2007, del Papa *et al.* 2013), la discordancia suavemente angular entre la Formación Lumbrera (Grupo Salta) y Quebrada de Los Colorados (Grupo Payogastilla) en el valle del Tonco (Payrola *et al.* 2012), los estratos de crecimiento en la base de la Formación Quebrada de Los Colorados en el valle de Luracatao (Payrola *et al.* 2009) y las discordancias progresivas en los sedimentos de Quebrada de Los Colorados en la zona del Cerro Tin Tin (Hongn *et al.* 2011).

Los nuevos estudios desarrollados en los tramos sur (áreas de Pucará, Hualfín y Angastaco, provincia de Salta) y norte (área Mina Aguilar-Casa Grande, provincia de Jujuy) de la Cordillera Oriental argentina, arrojaron evidencias claves que confirman la ocurrencia de un episodio de deformación durante el Eoceno medio-superior con sedimentación sintectónica asociada (Montero *et al.* 2014, Aramayo 2015, esta contribución).

En el sector norte de la Cordillera Oriental, en la zona que abarca las inmediaciones de Mina Aguilar y el caserío Casa Grande, fueron mapeadas estructuras a diversas escalas (meso a macroescala) desarrolladas en los sedimentos continentales de la Formación Casa Grande (Fernández *et al.* 1973) del Eoceno medio (Herrera *et al.* 2012). Las estructuras consisten en un sinclinal de escala kilométrica, limitado por fallas de vergencia tanto occidental como oriental, con desarrollo en el flanco oriental de un abanico de capas donde la base de la Formación Casa Grande apoya en suave discordancia angular sobre las rocas del Subgrupo Santa Bárbara (Grupo Salta), y por mesoestructuras que muestran relaciones oblicuas entre capas y de deformación en sedimento blando (conocidas como *ssds*

por sus siglas en inglés, *soft-sediment deformation structures*, e.g., Owen 1987). En conjunto, todas las estructuras mapeadas apuntan a sostener un evento de deformación durante la depositación de los sedimentos eocenos de la Formación Casa Grande.

En la parte sur de la Cordillera Oriental, en las áreas de Pucará, Hualfín y Angastaco, hay registros de sedimentación sintectónica en la parte basal y media de la Formación Quebrada de Los Colorados mediante el desarrollo de estructuras de crecimiento sintectónico que engloban tanto discordancias progresivas como discordancias angulares. El registro de deformación eocena también implica discontinuidades estratigráficas con las unidades más antiguas sobre las que apoya la base del Grupo Payogastilla.

A partir de los nuevos rasgos indicadores de deformación mapeados se puede inferir que la deformación y sedimentación ocurrieron en forma sincrónica durante el Eoceno medio-superior, a lo largo de la transición Puna-Cordillera Oriental entre 23° y 26° LS. Esto suma al cúmulo de evidencias que llevan a proponer la ocurrencia de deformación eocena en el noroeste de Argentina (e.g., Hongn *et al.* 2007, Payrola *et al.* 2009, del Papa *et al.* 2013, Aramayo 2015), una edad más temprana que las propuestas previas. Además, este estudio de integración de áreas demuestra que la distribución espacial de la deformación no estuvo restringida a regiones puntuales durante el Paleógeno, es decir en la Puna de Argentina y Chile (e.g., Carrapa y DeCelles 2008, Carrapa *et al.* 2011, DeCelles *et al.* 2011), sino que tuvo un patrón irregular tanto en sectores del borde Puna-Cordillera Oriental como a lo largo de ésta última. Ésto reafirma la propuesta de del Papa *et al.* (2013) de un patrón irregular de la deformación y sedimentación durante el Eoceno a lo largo del noroeste Argentino, controlado por la reactivación de heterogeneidades previas del basamento pre-Cenozoico, tanto las originadas por eventos del Paleozoico inferior en el basamento más antiguo como las relacionadas a la etapa de sinrift cretácica de la cuenca del Grupo Salta (Hongn *et al.* 2007, 2011).

Este trabajo forma parte de los proyectos FONCYT PICT-407 y CONICET PIP-489. Se agradece a Cia. Minera Aguilar S.A. por facilitar el acceso a una de las zonas de estudio.

Referencias

- Aramayo, A. 2015. Migraciones espacial y temporal de las deformación y sedimentación cenozoicas en el tramo medio de los valles calchaquíes (Hualfín-Pucará-Angastaco-San Lucas), provincia de Salta. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Salta (inédita), 347p., Salta.
- Carrapa, B. y De Celles, P.G. 2008. Eocene exhumation and basin development in the Puna of northwestern Argentina. *Tectonics* 27: TC015, doi:10.1029/2007TC002127.

- Carrapa, B., Adelman, D., Hilley, G.E., Mortimer, E., Sobel, E.R. y Strecker, M.R. 2005. Oligocene range uplift and development of plateau morphology in the southern central Andes. *Tectonics* 24: doi:10.1029/2004TC001762.
- DeCelles, P.G., Carrapa, B. y Horton, H. 2011. Cenozoic foreland basin system in the central Andes of northwestern Argentina: Implications for Andean geodynamics and modes of deformation. *Tectonics* 30: doi:10.1029/2011TC002948.
- del Papa, C., Hongn, F., Powell, J., Payrola, P., Do Campo, M., Strecker, M., Petrinovic, I., Schmitt, A. y Pereyra, R. 2013. Middle Eocene-Oligocene broken-foreland evolution in the Andean Calchaquí Valley, NW Argentina: insights from stratigraphic, structural and provenance studies. *Basin Research* 25: 574-593.
- Fernández, J., Bondesio, P. y Pascual, R. 1973. Restos de *Lepidosiren paradoxa* (Osteichthyes, Dipnoi) de la Formación Lumbrera (Eogeno, Eoceno?) de Jujuy. Consideraciones estratigráficas, paleoecológicas y paleozoogeográficas. *Ameghiniana* 10(2): 152-172.
- Herrera, C.M., Powell, J. y del Papa C. 2012. Un nuevo Dasypodidae (Mammalia, Xenarthra) de la Formación Casa Grande (Eoceno) de la provincia de Jujuy, Argentina. *Ameghiniana* 49(2): 267-271.
- Hongn, F., del Papa, C., Powell, J., Petrinovic, I., Mon, R. y Deraco, V. 2007. Middle Eocene deformation and sedimentation in the Puna-Eastern Cordillera transition (23°-26° S): control by preexisting heterogeneities on the pattern of initial Andean shortening. *Geology* 35 (3): 271-274.
- Hongn, F., del papa, C., Powell, J., Payrola, P., Petrinovic, I. y Mon, R. 2011. Fragmented Paleogene foreland basin in the Valles Calchaquíes, NW of Argentina. En Salfity, J.A. y Marquillas, R.A. (eds.) *Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina*: 189-209.
- Montero López, C., Hongn, F., del Papa, C., Aramayo, A. y Payrola, P. 2014. La Formación Casa Grande y su significado para el análisis de la sedimentación sintectónica paleógena en el Noroeste Argentino. 19° Congreso Geológico Argentino, Actas CD-Rom: S22-41, Córdoba.
- Owen, G. 1987. Deformation processes in unconsolidated sands. En Jones, M.E. y Preston, R.M. (eds.) *Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks*. Geological Society Special Publication 29: 11-24.
- Payrola Bosio, P., Powell, J., del Papa, C. y Hongn, F. 2009. Middle Eocene deformation-sedimentation in the Luracatao valley: Tracking the beginning of the foreland basin of northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 28: 142-158.
- Payrola Bosio, P., del Papa, C., Hongn, F. y Aramayo, A. 2012. La discordancia eocena en el valle del Tonco-valles Calchaquíes: configuración de las cuencas del Antepaís andino. 13° Reunión Argentina de Sedimentología, Resúmenes: 161-162, Salta.

GEOLOGÍA Y ESTRUCTURA DE LAS VETAS DEL YACIMIENTO PARAMILLOS DE USPALLATA, PRECORDILLERA MENDOCINA

Ana Paula Orellano Ricchetti¹, Diego Winocur² y Nora Rubinstein¹

¹ IGEBA (UBA-CONICET), Departamento de Ciencias. Geológicas, FCEN-UBA, Ciudad Autónoma de Buenos Aires. Intendente Güiraldes 2160 - C1428EGA, CABA. E-mail: anapaula.orri@gmail.com

² IDEAN (UBA-CONICET), Departamento de Ciencias. Geológicas, FCEN-UBA. Buenos Aires.

El Yacimiento Paramillos de Uspallata comprende un conjunto de 33 vetas con mineralización de Pb-Ag-Zn distribuidas en un área de 12 km² entre los 69°06'15" y 69°11'25"O y los 32°27'40"y 32°30'00"S, en la Precordillera Occidental de la provincia de Mendoza (Figura 1a). Las vetas fueron explotadas de manera intermitente desde mediados del siglo XVI hasta finales del siglo XX.

En la zona del yacimiento afloran rocas ígneas y sedimentarias mesozoicas genéticamente vinculadas al rift de Cuyo (Rolleri y Criado Roque 1968, Kokogian y Mancilla 1989, Ramos 1991), y rocas intrusivas asociadas al magmatismo Mioceno de trasarco vinculado a la subducción de la placa de Nazca (Ramos *et al.* 2002, Kay y Mpodozis 2002).

La secuencia mesozoica está integrada por el Grupo Uspallata (Harrington 1971, Strelkov y Alvarez 1984), que se compone de sedimentitas y rocas volcánicas intercaladas con basaltos alcalinos. Dos dataciones K/Ar en roca total arrojaron edades de 235

± 5 Ma y 240 ± 10 Ma para dichos basaltos (Ramos y Kay 1991). El magmatismo mioceno está representado por las Formaciones Cerro Redondo (Cortés 1992) y Puesto Uno (Massabie *et al.* 1985), correspondiente a cuerpos filonianos de composición andesítica y dacítica. Dentro de este conjunto, los trabajos realizados en el área permitieron identificar, en base a las relaciones de campo y características petrográficas, la existencia de dos pulsos magmáticos, uno representado por rocas del Mioceno inferior que se hallan intruídas por las vetas del yacimiento, y otro de edad miocena media, posterior a las mismas. La estructuración (Figura 1b) del área involucra al menos 3 órdenes de estructuras cuyo origen se vincula a la extensión triásica y a la compresión ándica de finales del Cenozoico. Incluye fallas inversas de alto ángulo, fallas de atajo y fallas de rumbo orientadas principalmente en direcciones N-S y NO-SE.

Las vetas del yacimiento se encuentran alojadas en las rocas ígneas y sedimentarias de edad triásica y en las volcanitas miocenas correspondientes al primer pulso. Se las considera estructuras de tercer orden que presentan orientación principal NNE y E-O. Las vetas exhiben textura brechosa, maciza, bandeada, costrificada y en cocarda. La mineralogía primaria está compuesta principalmente por esfalerita y galena, y en forma subordinada calcopirita, pirita, marcasita y sulfosales de Cu, Pb y Ag que alternan con bandas de ganga de carbonatos y cuarzo (Carrasquero y Del Blanco 2010, Carrasquero *et al.* 2011). El origen de la mineralización fue inicialmente vinculado por Méndez y Zappettini (1984) a los pórfidos de Paramillos Norte y Sur aflorantes al este de las vetas, posteriormente fueron interpretadas como un sistema intermedio entre

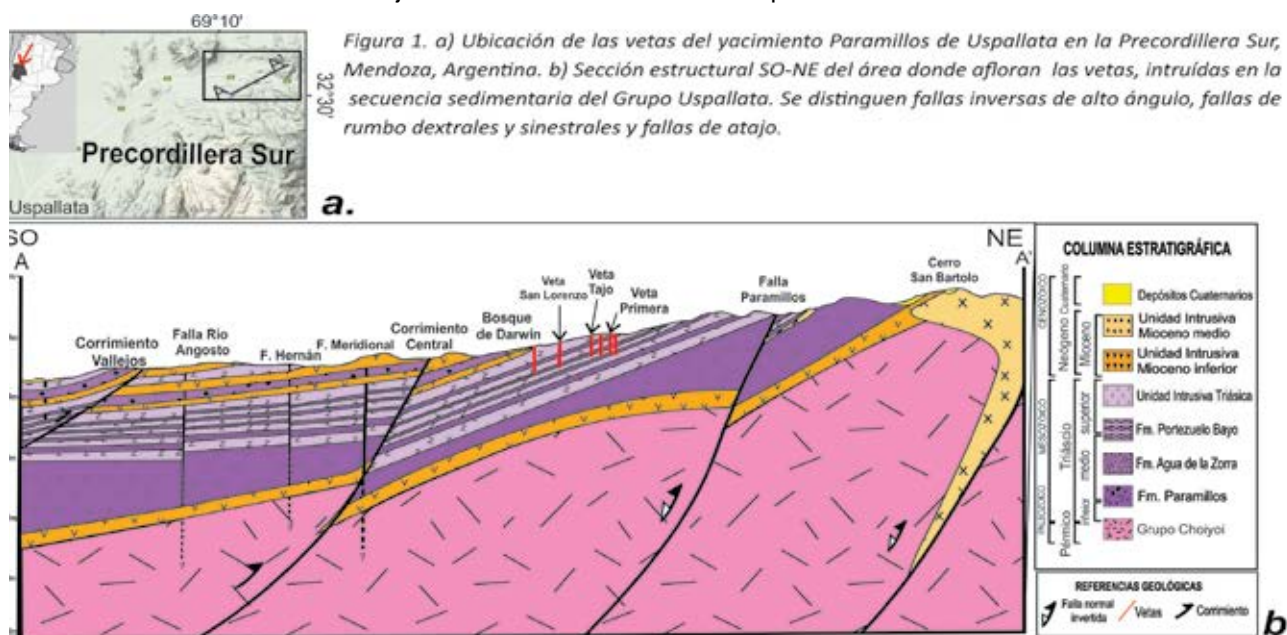


Figura 1. a) Ubicación de las vetas del yacimiento Paramillos de Uspallata en la Precordillera Sur, Mendoza, Argentina. b) Sección estructural A-A' del área donde afloran las vetas, encajadas en la secuencia sedimentaria del Grupo Uspallata y las rocas intrusivas del Mioceno inferior. A su vez, el área exhibe fallas inversas de alto ángulo, fallas de rumbo dextrales y sinestrales y fallas de atajo.

epidermal y un pórfido (Garrido *et al.* 2001). La nueva información obtenida permite inferir un control estructural en el emplazamiento de las vetas, activo durante el Mioceno inferior a medio, y vinculado al marco compresivo propuesto para esta época por Ramos Ramos y Cortés (1993). Como respuesta a estos esfuerzos, se habrían desarrollado fracturas en dirección NNO a ONO que controlaron el emplazamiento de las vetas, paralelo a σ_1 . De acuerdo con la orientación de las vetas y la observación preliminar de indicadores cinemáticos en algunas de ellas (escalones minerales evidenciando desplazamiento sinistral), es posible vislumbrar un estilo estructural compresivo con componente transpresiva. Por último, el magmatismo de retroarco existente en la región, habría aportado el calor necesario para la mineralización.

Referencias

- Carrasquero, S.I. y Del Blanco, M. 2010. Mineralogía de la veta "Santa Rita", Paramillos de Uspallata, Mendoza, Argentina. 10º Congreso de Mineralogía y Metalogenia, Universidad Nacional de Río Cuarto. Edición electrónica: 41-44.
- Carrasquero, S.I., Rubinstein, N. A. y Belvins, R. 2012. Paragénesis mineral de la Veta Tajo, Paramillos de Uspallata, Mendoza, Argentina. Acta Geológica Lilloana 25(1-2).
- Cortés, J. M. 1992. Lavas almohadilladas en el Grupo Ciénaga del Medio del extremo noroccidental de la Precordillera mendocina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 47: 115-117.
- Garrido, M. Domínguez, E. y Schalamuk, I. 2001. Veta Tajo, Paramillos de Uspallata, Mendoza. Características del sistema hidrotermal. Revista de la Asociación Geológica Argentina 56: 99-110.
- Harrington, H.J. 1971. Descripción Geológica de la Hoja 22c, "Ramblón" provincia de Mendoza y San Juan. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 114: 1-87, Buenos Aires.
- 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.
- Kokogian, D.A. y Mancilla, O.H. 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Cuyana. En: G. Chebli y L. Spalletti (eds.) Cuencas sedimentarias argentinas. Serie Correlación Geológica 6: 169-201.
- Massabie, A.H, Rapalini, A., y Soto, J.L. 1985. Estratigrafía del Cerro Los Colorados, Paramillo de Uspallata, Mendoza. 1ras Jornadas sobre Geología de Precordillera, Actas 1: 71-76. San Juan.
- Méndez, V. y Zappettini, E. 1984. Los pórfidos de cobre de la República Argentina. Actas 9º Congreso Geológico Argentino, San Carlos de Bariloche, 5: 590-611.
- Ramos, V.A., 1991. Control Geotectónico de las Cuencas Triásicas de Cuyo. Boletín de Información Petroleras, Tercera Época, Año IX NO 31 Septiembre 1992.
- Ramos, V.A. y Cortés, J.M. 1993. Time constraints of the andean deformation along the Central Andes of Argentina and Chile (32-33ºS latitude). Second ISAG, Oxford, 21-23/9/1993.
- Ramos, V.A., y Kay, S., 1991, Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo basin, central Argentina. En Harmon, R., y Rapela, C. (eds.), Andean magmatism and its tectonic setting. Geological Society of America, Publicación Especial 265: 79–91.
- Strelkov, E.E. y Alvarez, L.A. 1984. Análisis estratigráfico y evolutivo de la cuenca triásica mendocina - sanjuanina. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 115-130. S.C. de Bariloche.

ANÁLISIS GEOMÉTRICO DEL DESPLAZAMIENTO DE LA FALLA DE BAJO DE VELIZ-SAN FELIPE-EL MORRO, LADERA ORIENTAL DE LA SIERRA DE SAN LUIS, ARGENTINA

Daniel A. Sales¹ y Carlos H. Costa¹

¹ Departamento de Geología, Universidad Nacional de San Luis, Ejército de los Andes 950, (5700) San Luis. E-mail: sales@unsl.edu.ar

La denominada Falla Bajo de Veliz – San Felipe – El Morro (FBVSFEM) (Criado Roqué *et al.* 1981), no se corresponde con una única estructura, sino que constituye la combinación de diferentes trazos que se destacan principalmente en la topografía de los extremos NE y SE de la sierra de San Luis. Estos trazos lineales pueden observarse a lo largo de 130 km aproximados de longitud en dirección meridional, en forma discontinua, donde atraviesa toda la sierra de San Luis sobre la terminación de su ladera oriental. El extremo septentrional es en la zona de la depresión de Bajo de Veliz donde es limitada por un lineamiento E-O, aunque su expresión morfológica puede continuar hacia el Norte hasta cercanía de la localidad de Lafinur, extremo Norte de la sierra; mientras que el extremo austral lo constituye la culminación de las últimas elevaciones que marginan al oeste la sierra de El Morro.

Según Costa *et al.* (1998), la FBVSFEM es una de las estructuras responsables del desmembramiento neógeno de la sierra de San Luis, donde destacan la discontinuidad en el terreno entre los rasgos topográficos que caracterizan a la misma, sugiriendo que se trata de un alineamiento de morfologías asociadas a fallas pero no de un accidente estructural unitario.

A partir del análisis de los planos de fallas y de la disposición de las estrías de fricción, se pretende conocer las diferencias en el comportamiento geométrico del vector de desplazamiento de este sistema de fallas alineadas pero no asociadas a una continuidad estructural en superficie.

El ploteo de los datos de las diferentes poblaciones de fallas, se realizó a través del programa Tricomp (Costa *et al.* 1997, 2009), que relaciona mediante el uso de diagramas triangulares las tres componentes del vector de rechazo total de una falla (L: rechazo horizontal longitudinal, T: rechazo horizontal transversal y V: rechazo vertical), a partir de las características y tendencias de la disposición espacial de los planos y de las estrías de fricción. Estos datos no toman en cuenta la cinemática ni la cronología de los movimientos de una falla. Se analizaron 64 planos de fallas recolectados en diferentes estaciones de muestreo: Bajo de Veliz, en el sector septentrional (N=25) (Figura

1a), San Felipe (N= 28) en la parte central (Figura 1b), y sierras de El Morro (N=11) en el extremo Sur (Figura 1c).

El trazo de la Falla Bajo de Veliz, tiene la participación principal de las componentes V (20-55%), T (4-50%) y L (10-72%) del vector rechazo total y que es representado en la figura 1a, por una nube de datos distribuidos en la parte central del diagrama.

El trazo de la Falla San Felipe, se caracteriza por la participación de las componentes V (11-61%) y T (1-25%) respecto de la componente L (29-77%) del vector rechazo total, representado en la Figura 1b, como una nube de datos en forma de cuña elongada, con su vértice hacia la componente L.

Por último, el trazo de la Falla El Morro, presenta una distribución de las componentes del vector rechazo total representado por las componentes V (6-40%), T (2-34%) y L (37-91%) (Figura 1c).

Se destaca como conclusión preliminar, que existen diferencias en la geometría de las poblaciones de fallas analizadas, principalmente entre las fallas de Bajo de Veliz y San Felipe. En las primeras hay una mayor participación de las componentes V y T del vector rechazo total respecto a L, que en aquellas poblaciones medidas en la Falla San Felipe, donde la componente L presenta en general, una participación de hasta a 50% de V y T en forma conjunta.

En las estaciones de muestreo del trazo de la falla de San Felipe, caracterizada por su escasa expresión morfológica, donde los procesos de denudación de la superficie han intervenido en la modelación del paisaje actual, es escasa la preservación de las estrías de fricción. Esto mismo ocurrió en la Falla El Morro, donde la poca cantidad de datos no permite encontrar una nube definida, que se diferencie o no, de los trazos anteriores. Lo analizado en esta contribución, se concluye que los planos medidos sobre la Falla de Bajo de Veliz, el 44% tienen rake con valor angular alto (61° a 90°), mientras que en la Falla San Felipe representa solo el 14% de su población de datos y en la Falla El Morro el 0%.

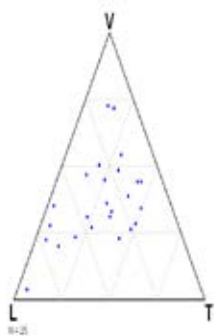


Fig. 1a

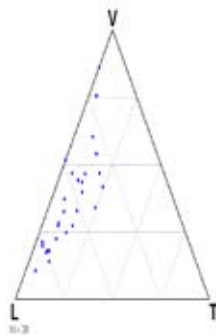


Fig. 1b

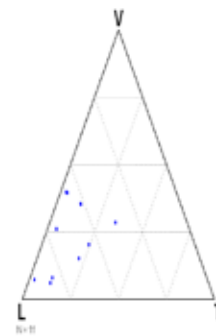


Fig. 1c

Figura 1. Ploteo mediante el diagrama Tricomp (Costa *et al.* 1997, 2009) de las tres componentes del vector rechazo total (L: rechazo horizontal longitudinal, T: rechazo horizontal transversal y V: rechazo vertical) de las poblaciones de: a) Falla Bajo de Veliz, b) Falla San Felipe, y c) Falla El Morro

Referencias

Costa, C., Cesco, J. y Morán, R. 1997. A simple graphical method for estimating the components of the fault-slip vector. *Journal of Structural Geology*, 19: 1245-1247.

Costa, C., Ortiz Suárez, A., Gardini, C., Chiesa, J., Ojeda, G., Strasser, E., Escayola, M., Kraemer, P., Ulacco, H., Morla, P., Almandoz, G. y Coniglio, J. 1998. Hoja Geológica 3366-II, Santa Rosa, provincias de San Luis y Córdoba, Escala 1:250.000. SEGEMAR, Boletín 373, en CD.

Costa, C., Garro, H. y Sales, D. 2009. Diagramas "Tri-Comp", para la estimación de las componentes del vector de desplazamiento de fallas. 14° Reunión de Tectónica Resúmenes: 18, Río Cuarto.

Criado Roque, P., C. Mombrú y Ramos, V. 1981. Estructura e interpretación tectónica. En: M. Yrigoyen (Ed.). *Geología y recursos naturales de la Provincia de San Luis*, Relatorio 8° Congreso Geológico Argentino: 155-192.

MODELO ESTRUCTURAL - ESTRATIGRÁFICO 3D DE LA SIERRA DE CARA CURA Y SU VINCULACIÓN CON EL SUBSUELO EN EL SECTOR NORTE DE LA CUENCA NEUQUINA

Nicolás Scivetti¹, Juan Franzese² y Leandro D'Elia³

¹ Centro de Investigaciones Geológicas, CONICET – Universidad Nacional de La Plata. Calle 1 N°644, CP 1900, La Plata, Buenos Aires. E-mail: nscivetti@cig.museo.unlp.edu.ar

² Centro de Investigaciones Geológicas, CONICET – Universidad Nacional de La Plata.

³ Centro de Investigaciones Geológicas, CONICET – Universidad Nacional de La Plata.

Para la construcción de modelos geológicos admisibles a escala regional resulta insuficiente el uso exclusivo de información proveniente del subsuelo, sobre todo cuando predominan configuraciones estructurales y estratigráficas complejas (Valdisturlo 1995). De esta manera, la utilización de datos de superficie ha probado ser un complemento indispensable en la elaboración de este tipo de modelos. El objetivo de este trabajo es exponer un método integral para la generación de un modelo estructural – estratigráfico 3D de la Sierra de Cara Cura, utilizando datos de campo vinculados de forma consistente con información del subsuelo adyacente.

La Sierra de Cara Cura se enmarca dentro de la denominada faja plegada y corrida de Malargüe. Representa una estructura de piel gruesa distal al orógeno andino, por lo que constituye una zona de estudio clásica de la Cuenca Neuquina, ya que permite observar prácticamente la totalidad del relleno de la cuenca, incluyendo las unidades que conforman los sistemas petroleros en los yacimientos cercanos. Se trata de un braquianticlinal asimétrico con vergencia oeste y eje buzante en sus extremos norte y sur (Kozłowski *et al.* 1993). Integran su núcleo afloramientos del basamento (Grupo Choiyoi), secuencias clásticas y volcánicas de sin-rift (Precuyano) y secuencias de post-rift (Grupos Cuyo, Lotena y Mendoza). El levantamiento de esta estructura se ha atribuido tanto a la inversión tectónica de fallas normales propias del estadio de sin-rift (Manceda y Figueroa 1993, Uliana *et al.* 1995), como a fallas inversas andinas sin relación alguna con la extensión inicial (Giambiagi *et al.* 2008).

A fin de obtener el modelo integral de la Sierra de Cara Cura, se confeccionaron modelos geológicos 3D de superficie y modelos de subsuelo. Los modelos de superficie se realizaron mediante: (1) *Relevamiento de campo de datos estructurales y estratigráficos*. Se reconocieron estructuras de fallamiento inverso con rumbo aproximado NNE-SSO y N-S con inclinación al E; y estructuras de fallamiento normal con orien-

taciones ENE-OSO y ONO-ESE, con inclinaciones al SE y SW respectivamente. Además, se determinaron el rumbo, la inclinación y el espesor de las unidades formacionales en 207 puntos de interés; (2) Elaboración del mapa geológico: 1:100000; (3) Confección de múltiples “secciones sísmicas sintéticas” (SSS). Estas secciones simulan la información provista por la sísmica de reflexión; (4) Conversión de las SSS en archivos “seg-y” por medio del software “*image2segy*” (Farran 2008) (Figura 1A); (5) Procesamiento de las SSS a través del software de modelado de reservorios *RMS Roxar™*; (6) Determinación del modelo estructural teórico con mejor ajuste al relieve morfoestructural de superficie (Figura 1B).

El modelo del subsuelo adyacente a la sierra, procesado con *RMS Roxar™*, se construyó en base a la información estructural obtenida de las líneas sísmicas YAP 9502 e YAP 9507, y de la información estratigráfica proveniente de los pozos ADP-x3, CoN-e3 y CoNS-x1 pertenecientes al yacimiento “Altiplanicie del Payún”, ubicado unos 20 km al E de la sierra.

Esta metodología de análisis permite generar un continuo entre la información estructural y estratigráfica de superficie y el subsuelo. Los resultados del modelo integral presentado en este trabajo, determinan que la Sierra de Cara Cura puede clasificarse como un pliegue por propagación de falla del basamento. La falla principal se desarrolla en el sector occidental de la sierra, con una orientación NNE-SSO. Para el modelo morfo-estructural admisible, dicha falla posee una inclinación de 35° y un rechazo vertical de hasta 800 metros. Estos valores son consistentes con las inclinaciones esperadas para los limbos frontal y dorsal según los modelos de pliegues por propagación por falla, determinando que se trata de una estructura contraccional estrictamente relacionada a la deformación andina. Se observa que las fallas extensionales del Triásico superior - Jurásico inferior que generan truncamientos en el relleno de sin-rift y controlan las secuencias de post-rift, por medio de la topografía heredada de la extensión, actúan como zonas de acomodación menores de la deformación durante la fase de plegamiento. De esta manera, el modelo validado no solo permite realizar una disquisición cinemática entre las estructuras iniciales de la Cuenca Neuquina y la estructuración andina que ocasionó el levantamiento de la sierra, sino también corroborar un modelo geométrico de deformación que se ajuste a los rasgos morfo-estructurales de la sierra.

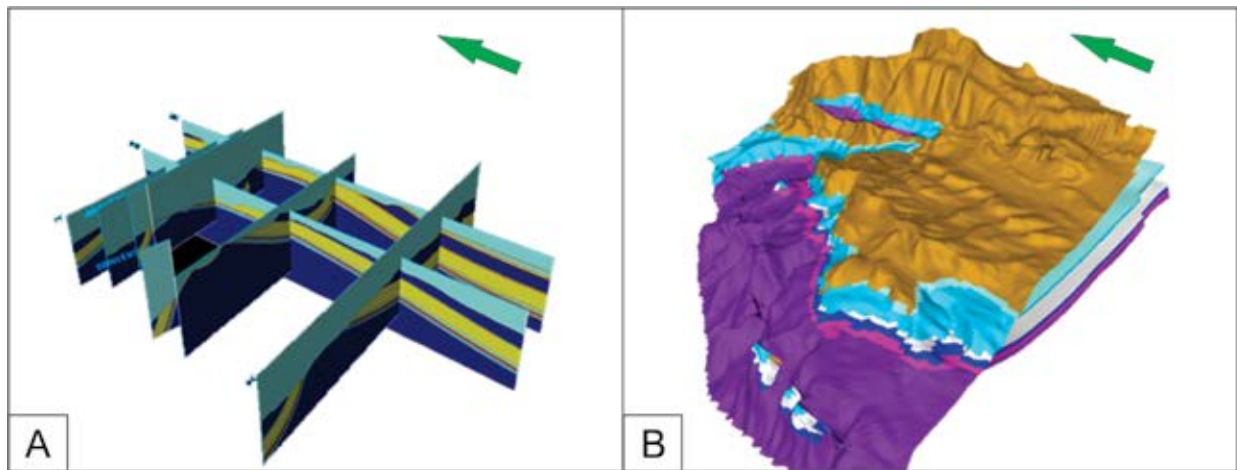


Figura 1. (A) Secciones sísmicas sintéticas (SSS) convertidas en archivos “seg-y” y ubicadas en el espacio. (B) Modelo morfo-estructural teórico de la Sierra de Cara Cura (violeta y fucsia: Choiyoi y Ciclo Precuyano; azul: Ciclo Cuyano y Formación Lotena; blanco: Formación Auquilco; cian: Formaciones Vaca Muerta y Mulichinco; marrón: Formaciones Agrio, Rayoso y suprayacentes).

Referencias

- Farran, M.L. 2008. IMAGE2SEGY: Una aplicación informática para la conversión de imágenes de perfiles sísmicos a ficheros en formato SEG Y. *Geo-Temas* 10: 1215-1218.
- Giambiagi, L. B., Bechis, F., Barredo, S. y Tunik, M. 2008. Cinemática de la apertura de los depocentros Atuel y Cara Cura-Reyes, cuenca Neuquina: rift con múltiples sets de fallas. 7° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Trabajos Técnicos: 431-442, Buenos Aires.
- Kozlowski, E. E., Manceda, R. y Ramos, V. 1993. Estructura. En Ramos, V. (ed) *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio: 235-256, Buenos Aires.
- Manceda, R. y Figueroa, D. 1993. La inversión del rift mesozoico en la faja fallada y plegada de Malargüe. Provincia de Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 219-232, Buenos Aires.
- Uliana, M. A., Arteaga, M. E., Legarreta, L., Cerdán, J. J. y Peroni, G. 1995. Inversion structures and hydrocarbon ocurrentes in Argentina. En Buchman, J.G. y Buchman, P.G. (eds.) *Basin inversion*, Geological Society of London, Special Publication 88: 211-233.
- Valdisturlo, A. 1995. Integration of Well-Log, Seismic, and Outcrop Data for Subsurface Geological Models. 1995 AAPG Annual Convention, May 5-8, 1995, Houston, Texas, - Abstracts; #91020 (1995).

RECTIVACIÓN TECTÓNICA Y VOLCANISMO EN EL TRAMO DEL LINEAMIENTO COT ENTRE OLACAPATO Y SAN ANTONIO DE LOS COBRES

Raúl Seggiaro^{1,2}, Silvina Guzmán¹ y Cintia Marquetti²

¹ IBIGEO (Universidad Nacional de Salta-CONICET), 9 de Julio 14, (4405) Rosario de Lerma, Salta, Argentina. E-mail: ruliseggiaro@yahoo.com.ar

² SEGEMAR, Av. Houssay 1099 Salta

El lineamiento Calama Olacapato Toro (COT) (Salfity 1985) constituye un rasgo morfoestructural del noroeste argentino que fue analizado con variadas interpretaciones sobre su origen e implicancia tectónica y magmática durante el ciclo andino (e.g., Riller *et al.* 2001; Petrinovic *et al.* 2010; Acocella *et al.* 2011; Lanza *et al.* 2012, Norini *et al.* 2013, Giordano *et al.* 2013). En la mayoría de los casos es presentado como una traza continua o como segmentos de fallas de rumbo NO – SE, que van desde la localidad de Calama en Chile hasta la sierra de Castillejo al sureste de la ciudad de Salta, atravesando la Puna de Atacama, la Puna Argentina y la Cordillera Oriental.

En este trabajo se analizan las estructuras mayores y su relación con el emplazamiento de edificios volcánicos y cuerpos subvolcánicos en el sector de la Puna que involucra el tramo central del COT, comprendido entre la localidad de Olacapato y la sierra Muñano. El seguimiento de las estructuras principales se realizó a partir de la elaboración de un mapa geológico a escala 1:100.000 que se aparta varios kilómetros al norte y al sur de la zona que involucra el lineamiento.

La columna estratigráfica de la región está compuesta por leptosedimentitas del Complejo Puncoviscana, sedimentitas y volcanitas ordovícicas, granitoides ordovícicos, depósitos continentales cretácicos de sinrift del Subgrupo Pirgua y paleógenos de pos rift de los Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara pertenecientes al Grupo Salta, sedimentitas paleógenas y neógenas del Grupo Pastos Grandes, volcanitas miocenas y volcanitas y sedimentitas pleistocenas.

La tectónica andina produjo en la región una sucesión de corrimientos con rumbos NS que elevaron las sierras de Tanque, Cobres y Muñano, donde afloran las rocas del basamento y del Paleozoico inferior, separadas por valles intramontanos rellenos con sedimentitas neógenas y cuaternarias.

Entre Olacapato y el Abra Chorrillos los corrimientos son interrumpidos abruptamente hacia el sur por el borde norte de la caldera Aguas Calientes de 10,3 Ma (Petrinovic 1999, Petrinovic *et al.* 2010) y las lavas del Quevar. Esta interrupción le otorga una expresión alineada con rumbo NO – SE a buena parte del COT. La sierra de Tanque, ubicada en el sector noroccidental del lineamiento, muestra relaciones de inversión tec-

tónica de una fosa del rift cretácico limitada al este por una falla que pone en contacto granitoides ordovícicos con el Subgrupo Pirgua. Siguiendo su traza, se emplazaron los intrusivos dacíticos Punta del Viento - El Oculto en el mioceno. En su intersección con el borde norte de la caldera Aguas Calientes, se aloja el centro geotérmico Tocomar, desde donde se emitieron flujos piroclásticos datados en 0,55 Ma (Petrinovic 1999). Además, la proyección de la traza de esta falla hacia el sur del COT es coincidente con el borde occidental de la caldera Aguas Calientes, por lo que es probable que haya inducido parte de su estructura de colapso.

La sierra de Cobres y sus adyacencias, ubicada en la parte central del área, es la región que presenta mayor complejidad estructural debido a la superposición de eventos tectónicos que abarcan desde el Paleozoico hasta el Neógeno. Está integrada en su mayor parte por el Complejo Puncoviscana y por afloramientos saltuarios de cuarcitas y pelitas ordovícicas. Al oeste de la sierra de Cobres afloran granitoides ordovícicos deformados siguiendo una faja meridiana de 5 a 10 km de ancho, que tiene continuidad al sur del COT. Entre el cerro Concordia y la quebrada Cajón, la faja de granitoides cabalga sobre depósitos volcanosedimentarios ordovícicos mediante un corrimiento vergente al este. Sobre la superficie del corrimiento se generó una zona de cizalla con brechas cataclásticas de más de 50 m de ancho. Este corrimiento, interpretado como precretácico, fue cortado por fallas del rift cretácico, parcialmente invertidas durante la orogenia andina. Las fallas de rift generaron dos fosas independientes, la de Concordia al norte, donde se depositaron conglomerados con clastos de sedimentitas y volcanitas ordovícicas y la de Cajón al sur, con aportes mayoritarios de los granitoides ordovícicos. Los clastos y bloques de gran tamaño incorporados en los depósitos de sinrift de ambas fosas, constituyen un indicio sobre la heterogeneidad del sustrato pre cretácico, donde las rocas graníticas se encontraban en el mismo nivel de erosión que las volcanosedimentarias ordovícicas. La recurrencia de movimientos paleozoicos, cretácicos y andinos habría desarrollado una potente y profunda zona de debilidad por donde se produjo el ascenso y el emplazamiento de los intrusivos mineralizados Concordia (13,9 Ma) al norte y Organullo (12,6 Ma) al sur del COT.

El límite oriental del área analizada, no presenta indicios de haber sido interrumpida por la traza del COT. Está integrado por la sierra de Muñano, que separa la Puna de la Cordillera Oriental. Esta sierra constituye el bloque colgante de un corrimiento con vergencia occidental que cabalga el basamento sobre depósitos cretácicos del Grupo Salta, ubicados al oeste. La presencia de potentes espesores de conglomerados del Subgrupo Pirgua en el bloque yacente, indica que la sierra de Muñano se habría elevado por inversión tectónica a partir de una falla cretácica inclinada al oeste. El control estructural de esta falla sobre la actividad

magmática en el Mioceno se refleja en la presencia del volcán Chimpa de 12 Ma (Arnosio 2002) en su extremo norte y el intrusivo Acay de 12.6 Ma (Petrinovic, *com. pers.*) en su extremo sur.

La magnitud de los desplazamientos generados por las fallas y corrimientos de rumbo NS y la recurrencia que ellas tuvieron durante su larga historia geológica contrasta con lo observado sobre las fallas transcurrentes correspondientes al COT. Las fallas principales de rumbo NO – SE comprendidas entre el abra de Chorrillos y el volcán Negro de Chorrillos muestran desplazamientos sobre sedimentitas cuaternarias que no superan el metro. La mayoría de estas fallas fueron generadas sobre segmentos de estructuras preexistentes que coinciden con parte del borde de la caldera Aguas Calientes y con la zona de cizalla precretácica arriba mencionada. Los registros de desplazamientos transcurrentes en depósitos volcánicos y sedimentarios modernos (Lanza *et al.* 2013, Giordano *et al.* 2013) indican la existencia de una actividad tectónica cuaternaria que habría actuado como disparador de las erupciones que generaron los depósitos piroclásticos de Tocomar (Petrinovic y Colombo, 2006) y los volcanes San Jerónimo (0,78 Ma) y Negro de Chorrillos (0,2 Ma). La sismicidad cuaternaria también activó la emisión de piroclastos y lavas fuera de la traza del COT, como es el caso del volcán Tuzgle (0,5 Ma), emplazado sobre una zona de cizalla dúctil en el contacto entre granitoides ordovícicos y el basamento.

De lo expuesto en este trabajo se postula que, la incidencia mayor en el emplazamiento de los aparatos volcánicos miocenos y en la configuración estructural de la región durante el ciclo andino, corresponde a corrimientos con rumbos dominantes NS que produjeron la reactivación de estructuras paleozoicas y la inversión tectónica de fallas cretácicas. En cuanto a las fallas transcurrentes relacionadas al COT, solo registran desplazamientos menores que activaron el vulcanismo cuaternario en zonas de debilidad generadas por las fallas principales.

Referencias

Acocella, V., Gioncada, A., Omarini, R., Riller, U., Mazzuoli, R. y Vezzoli, L. 2011. Tectonomagmatic characteristics of the back-arc portion of the Calama–Olacapato–El Toro Fault Zone, Central Andes. *Tectonics* 30: TC 3005.

Arnosio, M. 2002. Volcanismo, geoquímica y petrología del volcán Chimpa (24° LS – 66° LO), provincia

de Salta. República Argentina. Universidad Nacional de Salta. Tesis doctoral, 139 p., inédita.

Giordano, G., Pinton, A., Cianfarra, P., Baez, W., Chiodi, A., Viramonte, J., Norini, G. y Groppelli, G. 2013. Structural control on geothermal circulation in the Cerro Tuzgle–Tocomar geothermal volcanic area (Puna plateau, Argentina). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 249: 77-94.

Lanza, F., Tibaldi, A., Bonali, F.L. y Corazzato, C. 2013. Space–time variations of stresses in the Miocene–Quaternary along the Calama–Olacapato–El Toro Fault Zone, Central Andes. *Tectonophysics* 593: 33-56

Norini, G., Baez, W., Becchio, R., Viramonte, J., Giordano, G., Arnosio, M., Pinton, A. y Groppelli, G. 2013. The Calama–Olacapato–El Toro fault system in the Puna Plateau, Central Andes: geodynamic implications and stratovolcanoes emplacement. *Tectonophysics* 608: 1280 -1297.

Petrinovic, I.A. 1999. La Caldera de colapso del cerro Aguas Calientes, Salta; República Argentina; evolución y esquema estructural. En Colombo, F., Queralt I. and Petrinovic, I.A. (eds.) *Geología de los Andes Centrales Meridionales: El Noroeste Argentino*. *Acta Geológica Hispana* 34: 243-255

Petrinovic, I. y Colombo Piñol, F. 2006. Phreatomagmatic and phreatic eruptions in locally extensive settings of Southern Central Andes: The Tocomar Volcanic Centre (24°10'S–66°34'W), Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 158(1-2): 37-50.

Petrinovic, I.A., Martí, J., Aguirre-Díaz, G.J., Guzmán, S., Geyer, A. y Salado Paz, N. 2010. The Cerro Águas Calientes caldera, NW Argentina: an example of a tectonically controlled, polygenetic collapse caldera, and its regional significance. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 194: 15–26.

Riller, U., Petrinovic, I.A., Ramelow, J., Greskowiak, J., Strecker, M. y Oncken, O. 2001. Late Cenozoic tectonism, caldera and plateau formation in the central Andes. *Earth and Planetary Sciences Letters* 188: 299– 311.

Salfity, J.A. 1985. Lineamentos transversales al rumbo andino en el noroeste argentino. 4° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 119–137, Antofagasta.

SECUENCIA DE LEVANTAMIENTO DE LA RECORDILLERA A LOS 30°LS: NUEVAS HIPÓTESIS A PARTIR DE LA SEDIMENTOLOGÍA Y GEOCRONOLOGÍA DE DEPÓSITOS SINOROGÉNICOS

Julietta Suriano¹, José Diego Mardonez Catalán², J. Brian Mahoney³; Laura Beatriz Giambiagi² y José Franciso Mescua²

¹ IGeBA-Depto. de Ciencias Geológicas, FCEyN, Universidad de Buenos Aires-CONICET. Intendente Güiraldes 2160, C1428EGA Buenos Aires. E-mail: jsuriano@gl.fcen.uba.ar

² IANIGLA, CCT Mendoza, CONICET

³ Dep. of Geology, University of Wisconsin Eau Claire

El análisis sedimentológico de detalle de los depósitos sinorogénicos precordilleranos más occidentales a esta latitud fue inicialmente realizado por Jordan *et al.* (1993) quien los definió informalmente como “conglomerados grises” con carácter monomítico de procedencia local. Estos autores efectuaron asimismo las primeras dataciones sobre esta unidad de las que se desprendía que el levantamiento de la Precordillera Oriental a estas latitudes comenzaría a partir de los 20 Ma con la actividad del corrimiento de La Tranca. Esta propuesta fue luego tomada por numerosos autores que trabajaron en la zona (Allmendinger y Judge 2014, Alonso *et al.* 2011, Cardozo y Jordan 2001, Suriano *et al.* 2011, entre otros).

Esta unidad sinorogénica fue luego nombrada formalmente como Fm. Cuesta del Viento (Suriano *et al.* 2011). Estudios sedimentológicos previos de detalle han mostrado que si bien la Formación se encuentra dominada por brechas monomíticas de procedencia local, también es posible reconocer diferentes niveles con una alta proporción de clastos de riolitas y granitos (Figura 1). Estos clastos indicarían una proveniencia de Cordillera Frontal, lo que a su vez muestra que, al menos en parte, las estructuras occidentales que exponen rocas volcánicas y plutónicas del permotriásico debieron tener actividad anterior a la de la Precordillera. Más allá de esta evidencia sedimentológica numerosos trabajos realizados en la zona de la Cordillera Frontal y Principal indicarían que es poco probable que este sector precordillerano se encuentre sujeto a compresión a los 20Ma (Bissig *et al.* 2003, Bustamante Rossel 2014, Giambiagi *et al.* 2014, Litvak *et al.* 2007, Winocur *et al.* 2014).

Se presentan en esta contribución los resultados de los análisis de circones detríticos de dos muestras dentro de esta unidad. Ambas confirman la procedencia mixta entre el aporte local (precordillerano) y aporte permo-triásico desde el oeste. Además muestran una edad máxima de depositación entre los 12 y 9Ma. Estas nuevas edades, consistentes con lo observado al este y oeste del área de trabajo, sugieren una ac-

tividad más joven de la Precordillera, junto con una migración casi ininterrumpida del frente orogénico hacia el antepaís (contrariamente al periodo de inactividad anteriormente propuesto (Cardozo y Jordan 2001).

Otro importante punto a analizar con estos datos y su relación con las nuevas edades obtenidas por otros autores al norte y sur del área de trabajo (Ciccioli *et al.* 2014, Levina *et al.* 2014, Salazar *et al.* 2013, Walcek y Hoke 2012) es que levantamiento de la Precordillera habría sido prácticamente sincrónico latitudinalmente ¿Que rol jugaron la subducción de la Dorsal Asísmica de Juan Fernández y la zona de subducción subhorizontal en el levantamiento de la Precordillera?. (Fig 1)

Referencias

- Allmendinger, R.W. y Judge, P.A. 2014. The Argentine Precordillera: A foreland thrust belt proximal to the subducted plate. *Geosphere* 10: 1203–1218.
- Alonso, S., Limarino, C.O., Litvak, V., Poma, S.M. y Suriano, J. 2011. Paleogeographic, magmatic and paleoambiental scenarios at 30° SL during the andean orogeny: cross sections from the volcanic-arc to the orogenic front (San Juan Province, Argentina). En Salfity, J.A. y Marquillas, R.A. (eds.), *Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina*. SCS publisher: 23–45, Salta.
- Bissig, T., Clark, A.H., Lee, J.K.W. y von Quadt, A., 2003. Petrogenetic and metallogenetic responses to Miocene slab flattening: new constraints from the El Indio-Pascua Au--Ag--Cu belt, Chile/Argentina. *Miner. Depos.* 38: 844–862.
- Bustamante Rossel, K.A. 2014. Estratigrafía y estudio de proveniencia de las sucesiones de gravas Neógenas en la Cordillera Frontal del Valle Huasco, Región de Atacama: Formación Laguna Grande (28°45'S). Universidad de Chile.
- Cardozo, N. y Jordan, T. 2001. Causes of spatially variable tectonic subsidence in the Miocene Bermejo Foreland Basin, Argentina. *Basin Res.* 13: 335–357. doi:10.1046/j.0950-091x.2001.00154.x
- Ciccioli, P.L., Limarino, C.O., Friedman, R. y Marensi, S.A. 2014. New high precision U-Pb ages for the Vinchina Formation: Implications for the stratigraphy of the Bermejo Andean foreland basin (La Rioja province, western Argentina). *J. South Am. Earth Sci.* 56: 200–213.
- Giambiagi, L.B., Álvarez, P.P., Godoy, E. y Polanco, E. 2014. Modelo Cinemático 3D e interpretación dinámica de estructuras en la Región de El ELqui, Alta Cordillera de Chile Central (30°S). 19º Congreso Geológico Argentino. Córdoba, Argentina, p. Actas.
- Jordan, T., Schlunegger, F. y Cardozo, N. 2001. Unsteady and spatially variable evolution of the Neogene Andean Bermejo foreland basin, Argentina. *J. South Am. Earth Sci.* 14: 775–798.
- Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Damanti, J.F. y Drake, R.E. 1993. Chronology of Motion in a Com-

plete Thrust Belt: The Precordillera, 30-31°S, Andes Mountains. *J. Geol.* 101: 135–156.

Levina, M., Horton, B.K., Fuentes, F. y Stockli, D.F. 2014. Cenozoic sedimentation and exhumation of the foreland basin system preserved in the Precordillera thrust belt (31-32°S), southern central Andes, Argentina. *Tectonics* 33, 1659–1680.

Litvak, V.D., Poma, S. y Kay, S.M. 2007. Paleogene and Neogene magmatism in the Valle del Cura region: a new perspective on the evolution of the Pampean flat slab, San Juan province, Argentina. *J. South Am. Earth Sci.* 24: 117–137.

Salazar, E., Rodríguez, M., Aguilar, G. y Coloma, F. 2013. New U-Pb ages and geomorphological analysis for the Cantarito Gravels in the High Frontal Cordillera at 29° S latitude: Relict aggradational components

of two Miocene pedimentation events. En *Bolletino Di Geofisica (International Geological Congress on the Southern Hemisphere)*. p. 101.

Suriano, J., Alonso, M.S., Limarino, C.O. y Tedesco, A.M. 2011. La Formación Cuesta del Viento (nov. nom.): una nueva unidad litoestratigráfica en la evolución del orógeno precordillerano. *Rev. la Asoc. Geológica Argentina* 68: 246–260.

Walcek, A.A. y Hoke, G.D. 2012. Surface uplift and erosion of the southernmost Argentine Precordillera. *Geomorphology* 153-154: 156–168.

Winocur, D.A., Litvak, V.D. y Ramos, V.A. 2014. Magmatic and tectonic evolution of the Oligocene Valle del Cura Basin, Main Andes of Argentina and Chile: Evidence for generalized extension. *Geol. Soc. London* 3300: 1–34.

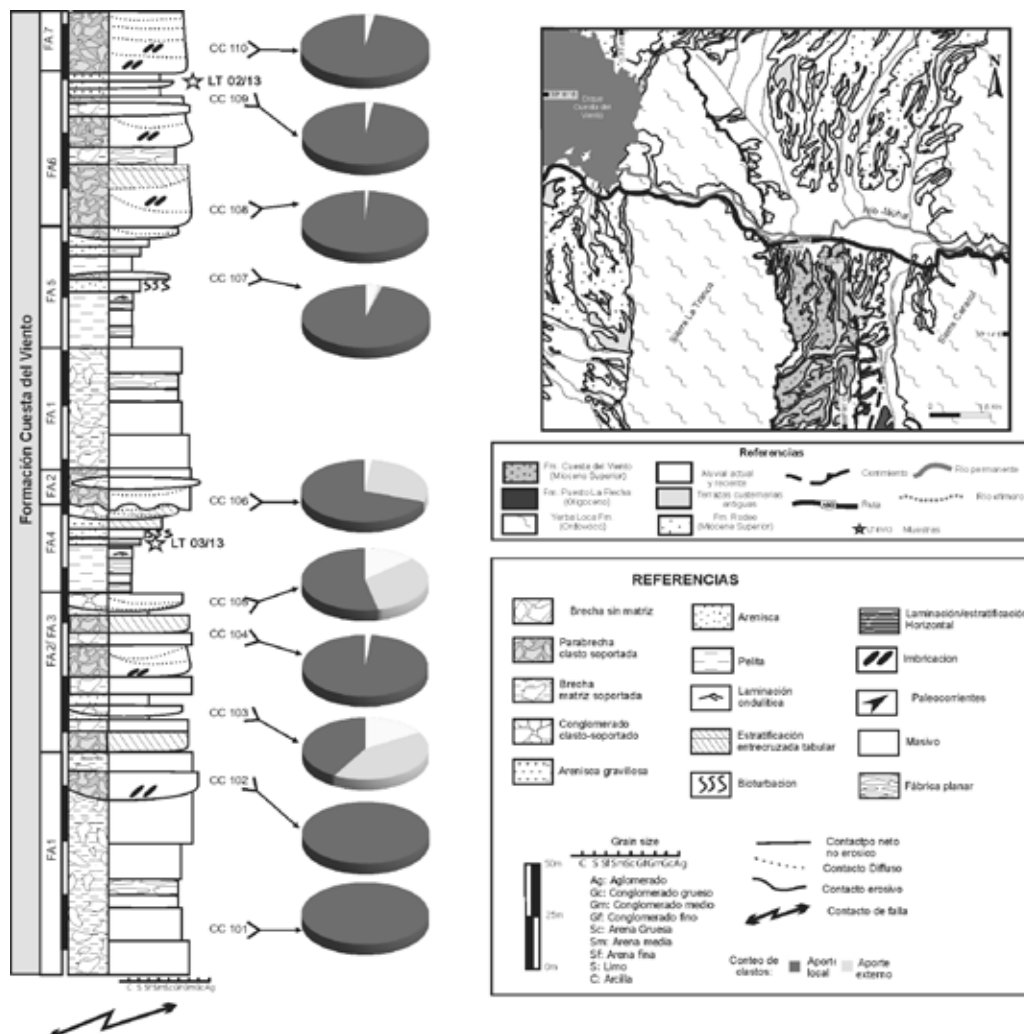


Figura 1. Mapa y perfil sedimentario mostrando los conteos de clastos y posición de las muestras.

BRECHA SUR: PRINCIPAL CONTROL DE LA MINERALIZACIÓN DEL YACIMIENTO EL PACHÓN, SAN JUAN

María G. Torres¹, Estela Meissl^{1,2} y Nora Rubinstein³

¹ CONICET- Universidad Nacional de San Juan. Departamento de Geología, Ignacio de la Roza 590 (o). San Juan. E-mail: torresmaria9@hotmail.com

² Instituto de Geología (INGEO). Universidad Nacional de San Juan.

³ IGEBA (UBA-CONICET)

El presente trabajo tiene como objetivo la descripción y caracterización de los controles de la mineralización del yacimiento, sobre la base de estudios petro-mineralógicos con microscopía óptica convencional.

El pórfido de Cu-Mo El Pachón (31°40'S, 70° 15'O) (Figura 1A) se ubica en la faja plegada y corrida de La Ramada, en el extremo sudoccidental de la Cordillera Principal de la provincia de San Juan. Este depósito ha sido explorado desde la década del 60 por diferentes empresas mineras, entre ellas Compañía Minera Aguilar, Pachón S.A, Cambior Inc., Xstrata Copper y Glencore – Xstrata Copper. En 2006 la empresa Xstrata Copper adquiere el yacimiento, iniciándose una etapa en la que se realizaron las mayores campañas de perforación de diamantina, con más de 50.000 metros perforados, junto con mapeos de detalle, toma de muestras para análisis químicos, exploración geofísica y estudios metalúrgicos. En el año 2010 la compañía actualizó el cálculo de recursos que alcanzan 1790 millones de toneladas con una ley media de 0.51% de cobre.

El basamento del área del yacimiento está compuesto por granitoides y vulcanitas asignadas al grupo Choiyoi a los que sobreyacen en discordancia las calizas de la Fm. La Manga. Por encima y en discordancia se encuentra una secuencia volcánica formada por andesitas y riolitas–riodacitas de edad Cretácica superior– Cenozoica inferior denominada Formación Pachón (Fernández *et al.* 1972). Esta última se encuentra intruida por cuerpos de diorita–granodiorita, correlacionados con el intrusivo diorítico del yacimiento chileno Pelambres (9.74 ± 0.16 y 9.96 ± 0.18 Ma) (Sillitoe 1977), y pórfidos dacíticos–tonalíticos, con los que se vincula la mineralización (Lencinas y Tonel, 1994). Estructuralmente, El Pachón forma parte de un bloque de basamento permo-triásico de orientación N-NO, basculado hacia el oeste. Este bloque está limitado al este por la falla inversa regional Mondaquita que lo separa de la Cordillera Santa Cruz y al oeste por la falla inversa Pelambres, ubicada en territorio chileno. Los sistemas de fracturación dominantes en el depósito, dentro del área de lixiviación–enriquecimiento, tienen orientación N-S y E-O, con inclinación de 40 a 80°E, correspondiéndose con las estructuras principales que afectan a la Fm. Pachón. Otros siste-

mas subordinados son NO-SE con inclinación al E y E-O con inclinación al N y al S (Lencinas 1974).

Los minerales hipogénicos en el depósito consisten principalmente en calcopirita diseminada o en venillas y molibdenita asociada a venillas de cuarzo. Los sulfuros supergénicos reconocidos son calcosina, digenita y en menor proporción, covelina (Lencinas y Tonel 1994, Torres 2012).

En el depósito se reconocen dos grandes cuerpos de brechas, “Brecha Norte” y “Brecha Sur”, (Lencinas y Tonel 1994, Torres 2012) cuya relación temporal no se conoce hasta el presente.

La **Brecha Sur** (Figura 1B) tiene forma de cono invertido y está compuesta por diversas unidades de brechas matriz sostén, con la matriz de tamaño arena, clasificadas según el tipo de cemento y la composición de los fragmentos. La mineralización hipogénica es abundante tanto en los fragmentos como en la matriz y se presenta principalmente diseminada. Las características de cada una se resumen a continuación.

Brechas con cemento de cuarzo: Incluye dos tipos de brechas de acuerdo a la composición de los fragmentos, brechas tonalíticas y brechas andesíticas (Figura 1C). Las brechas tonalíticas están compuestas por clastos angulosos de tonalita y en forma subordinada de toba dacítica y andesítica de hasta 5 cm, intensamente silicificados y sericitizados y registran las leyes de Cu más altas del depósito. La mineralización se presenta diseminada y en venillas que cortan al cemento. Las brechas andesíticas están constituidas por fragmentos angulosos de andesita intensamente sericitizados y cloritizados, de tamaño variable entre 0.3 mm y 4 cm. La mineralización se presenta principalmente diseminada. *Brechas con cemento de turmalina:* se clasifican en dos tipos en función de la composición de los clastos, brechas de pórfido de cuarzo, biotita y feldespato (QBFP) y brechas tonalíticas. Las brechas QBFP (Figura 1D) están constituidas por clastos angulosos a subredondeados de QBFP fuertemente sericitizados con tamaños que varían entre 0.6 mm y 3.5 cm. Las brechas tonalíticas (Figura 1E) están formadas por clastos angulosos a subredondeados de tonalita intensamente sericitizados y silicificados cuyo tamaño varía entre 0.5 mm y 7 cm. La mineralización se encuentra diseminada y en venillas.

La **Brecha Norte** (Figura 1B) es monomítica y está compuesta por fragmentos angulosos de tonalita de hasta 5 cm los que se disponen alineados en un cemento compuesto por turmalina y cuarzo (Figura 1F). Presenta escasa piritita diseminada.

Existen dos parámetros que pueden ser usados en la determinación de procesos relacionados a la formación de brechas: la forma de los fragmentos y la distribución de tamaños (Jébrak 1997). La composición y morfología de los fragmentos y la abundancia de cemento que componen la Brecha Norte, sugieren un proceso de brechamiento asistido por fluido para su

génesis (Jébrak 1997). La forma y la alineación de los fragmentos sería consecuencia de una esquistosidad preexistente, probablemente asociada a una zona de cizalla que fue aprovechada por los fluidos mineralizantes como consecuencia de que requiere menor cantidad de energía para el fracturamiento hidráulico (Jébrak 1997). La morfología de cono invertido así como la presencia de diferentes cuerpos menores, la abundancia de matriz y las características texturales de los fragmentos de la Brecha Sur permiten sugerir un origen por expansión volumétrica producto de un fenómeno de explosión relacionado a un campo de esfuerzos inusual de tipo Herziano que puede ser provocado por reacciones químicas, descompresión o intervención freática (Jébrak 1997). Estos procesos pueden dar lugar a la precipitación de minerales metálicos y por lo tanto pueden haber intervenido, en forma individual o combinada, en la generación de la mineralización asociada a la Brecha Sur.

Referencias

Fernández, R., *et al.* 1972. Pachón, un nuevo pórfido cuprífero argentino. 5º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 77-89.

Jébrak, M. 1997. Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits: A review of mechanisms, morphology and size distribution. *Ore Geology Reviews* 12: 111-134.

Lencinas, A. 1974. Fracturación en Pachón, informe interno C.M.A.

Lencinas, A. y Tonel M. 1994. La brecha sur del yacimiento de cobre porfírico de Pachón, San Juan, República Argentina. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, Actas 1: 241-247. Mendoza.

Sillitoe, R. 1977. Permo-carboniferous, upper cretaceous and miocene porphyry copper type mineralization in the Argentinian Andes. *Economic Geology* 72: 99-109.

Torres, M.G. 2012. Cuerpos de brechas relacionados al Cuerpo Cuprífero El Pachón, Departamento Calingasta, San Juan. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad Nacional de San Juan, Argentina. Inédita. 117 p., San Juan.

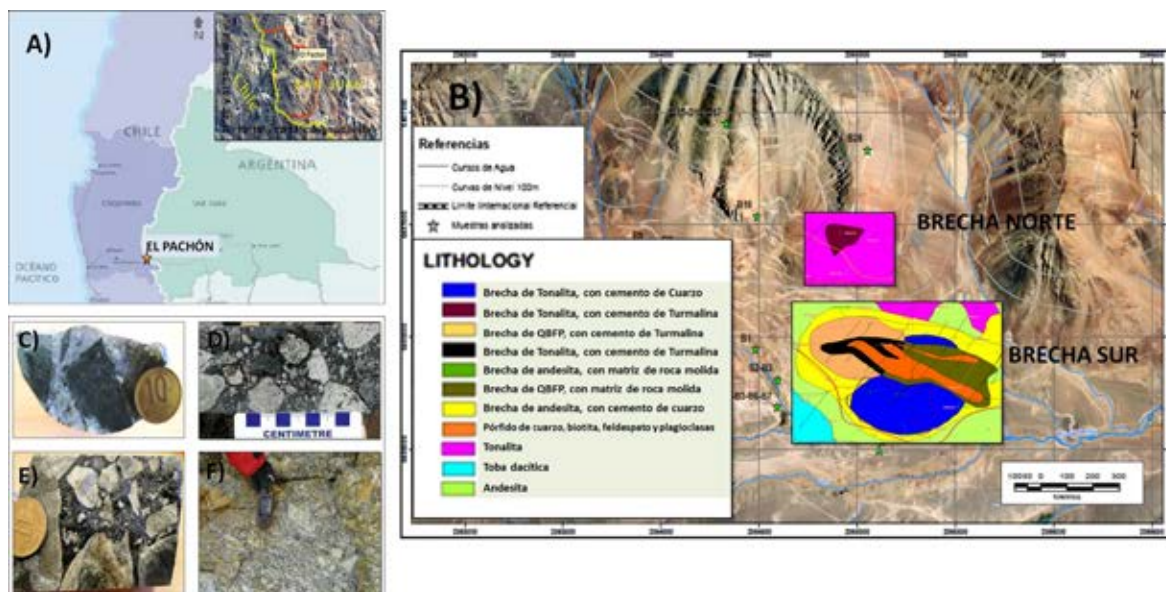


Figura 1. A) Mapa de ubicación del yacimiento El Pachón B) Mapa geológico simplificado con la ubicación del cuerpo de Brecha Norte y Brecha Sur (modificado de Torres, 2012). C) Brecha con cemento de cuarzo (testigo de perforación Brecha Sur). D) Brecha QBFP con cemento de turmalina (testigo de perforación Brecha Sur). E) Brecha Tonalítica con cemento de turmalina (testigo de perforación Brecha Sur). F) Aspecto general de la Brecha Norte (nótese la alineación de los clastos).

ANÁLISIS CINEMÁTICO DE LA FALLA CAPILLAS, CORDILLERA ORIENTAL, PROVINCIA DE SALTA, ARGENTINA

Darío R. Vera¹, Víctor H. García¹, Sebastián Vázquez², Daniel L. Yagupsky²

¹Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología, Universidad Nacional de Río Negro, Av. Roca 1242 (8332) General Roca, Río Negro, Argentina. Emails: dariorvera@yahoo.com.ar, vgarcia@unrn.edu.ar

²Laboratorio de Modelado Geológico, Instituto de Estudios Andinos (UBA-CONICET), Pabellón 2 Ciudad Universitaria (C1426EHA) CABA, Argentina. Emails: yagdaniel@gmail.com, sebastian.vazquez@live.com

El objetivo del presente trabajo es comunicar el estado de avance en el estudio geológico del área aledaña al río Jumial en la Cordillera Oriental de la provincia de Salta. La Cordillera Oriental es una faja plegada y corrida de piel gruesa, ubicada entre La Puna y el Sistema Santa Bárbara. Está caracterizada por grandes láminas de corrimiento, retrocorrimiento y pliegues de rumbo predominante N-S que exhuman en sus núcleos el basamento de la región (Keidel, 1943). La deformación compresiva de la parte sur de la Cordillera Oriental habría comenzado en el Eoceno (Hongn *et al.*, 2007) concentrando las mayores tasas de acortamiento y levantamiento entre el Mioceno Medio y el Plioceno (Hernández *et al.*, 1999; Reynolds *et al.*, 2000).

La zona de estudio es conocida como Vallecito y se encuentra ubicada sobre las márgenes del río Jumial, en las proximidades de su confluencia con el río Capillas. Dista 34 km al noroeste de la localidad de Campo Quijano y se accede por Potrero de Payogasta. El cordón de San Miguel al oeste y las cumbres del Obispo al este son los bloques de basamento que limitan una sucesión homoclinal de rocas sedimentarias pertenecientes al Grupo Salta y Terciario sinorogénico de rumbo general N-S y buzante hacia el este, apoyada en discordancia angular sobre la Formación Puncoviscana (Vera *et al.*, 2014). El lineamiento Calama–Olapato–El Toro (Allmendinger *et al.*, 1983; Riller *et al.*, 2001; Matteini *et al.*, 2002; Acocella *et al.*, 2011) limita por el norte al área de estudio.

En la proximidad de la confluencia de los ríos Capillas y Jumial se pueden apreciar rocas metamórficas correlacionables con la Formación Puncoviscana cabalgando a la sucesión sedimentaria mediante una falla de actitud 63/065. La zona de falla se encuentra desarrollada en las calizas de la Formación Yacoraita y posee un ancho de unos 20 metros. Sobre esta zona se midieron indicadores cinemáticos sobre planos de cizalla menores que fueron procesados con el software *FaultKinWin*® de Richard Allmendinger con el fin de obtener el campo de deformación asociado a la población de fallas medidas. El resultado obtenido se

correlacionaría con un elipsoide de deformación con el eje principal de acortamiento (λ_3) cercano a la horizontal y Az 132, mientras que el eje principal de estiramiento (λ_1) es prácticamente vertical. Comparando el resultado obtenido con los publicados por Marrett y Strecker (2000) para la cercana Quebrada del Toro, se observa que existe similitud en la disposición de los ejes principales con las estaciones de medición establecidas para rocas miocenas en dicha región, no así con aquellas correspondientes a sedimentitas plio-cuaternarias en las que el λ_3 se dispone NE-SO. Dado que nuestras mediciones fueron realizadas sobre rocas del Maastrichtiano-Daniano y que, dentro del set de datos es posible reconocer una importante población de fracturas NO-SE, interpretamos que la falla Capillas en el sector analizado podría haber experimentado, al menos, los dos pulsos de deformación neógena reconocidos por dichos autores, complejizando el análisis cinemático. Por otro lado, Santimano y Riller (2012) obtuvieron resultados similares a los arribados por Marrett y Strecker (2000) para rocas miocenas en estaciones de medición sobre rocas del Terciario tardío y cuaternarias de las áreas aledañas a La Poma, Cachi y valle de Luracatao; con excepción de la Falla Refugio, que limita el sector occidental de la parte sur del valle de Luracatao, la cual exhibe dos regímenes cinemáticos distintos: uno con dirección de acortamiento NNE-SSW y otro con dirección de acortamiento WNW-ESE.

Separando las fallas de orientación NO-SE del resto se obtienen soluciones muy similares a las de Marrett y Strecker (2000) y a las de Santimano y Riller (2012) para la falla Refugio. La primera (población NO a NNO) tiene direcciones azimutales entre 290° y 336° y está compuesta por cabalgamientos y fallas normales con componente lateral e inclinación predominantemente hacia el SO; mientras que la segunda (población NNE) tiene direcciones azimutales entre 05° y 40° y está conformada por cabalgamientos y fallas normales con componente de rumbo e inclinación hacia el ONO o ESE. En ambos casos los ejes de deformación menor y medio (λ_3 y λ_2) tienen una posición subhorizontal, mientras que el eje máximo (λ_1) es vertical, lo cual indica un régimen tectónico compresivo. Para la población NO se obtuvo una dirección de acortamiento NE a NNE, mientras que la población NNE exhibe una dirección de acortamiento NO-SE (ver Figuras 1.A y B)

A futuro se planea revistar la localidad para intentar diferenciar estos pulsos de deformación estableciendo estaciones de medición en rocas y sedimentos miocenos a cuaternarios.

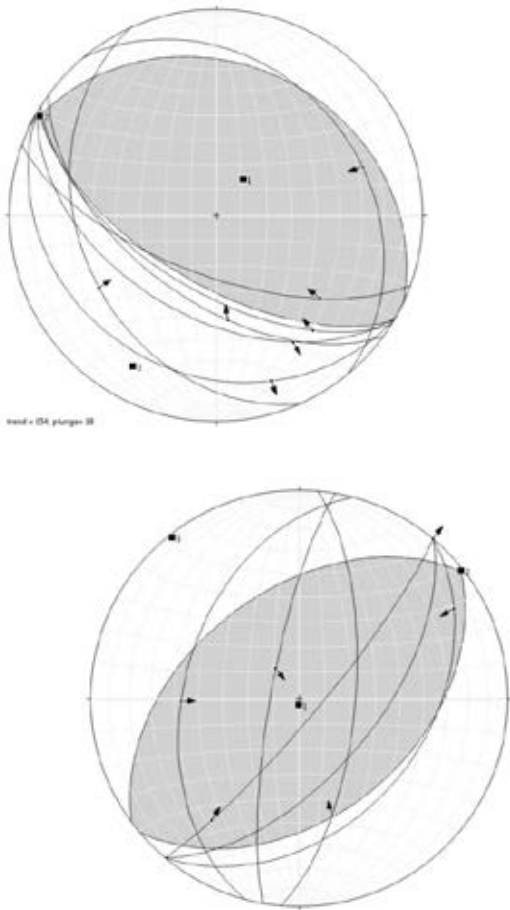


Figura 1. Análisis cinemático de los indicadores cinemáticos medidos en la falla Capillas. Los círculos mayores representan la proyección en la hemisfera inferior de los planos de falla y las flechas muestran el sentido de movimiento del bloque colgante. a) Planos solución tomando la población de fallas NO a NNO. b) Planos solución tomando la población de fallas NE a NNE. Los puntos negros representan los ejes del elipsoide de deformación (λ_1 , λ_2 y λ_3).

Referencias

Acocella, V., Gioncada, A., Omarini, R., Riller, U., Mazzuoli, R., Vezzoli, L. 2011. Tectonomagmatic characteristics of the back-arc portion of the Calama-Olacapato-El Toro Fault Zone, Central Andes. *Tectonics*, 30, TC3005, doi: 10.1029/2010TC002854.

Allmendinger, R.W., Ramos, V., Jordan, T., Palma, M., Isacks, B.L. 1983. Paleogeography and Andean

structural geometry, Northwestern Argentina. *Tectonics*, 2, 1–16.

Hernández, R.M., Galli, C.I., Reynolds, J.H. 1999. Estratigrafía del Terciario en el Noroeste Argentino. En: G. Gonzalez Bonorino, R. Omarini, G. Viramonte (eds.) *Geología del Noroeste Argentino, Relatorio XIV Congreso Geológico Argentino*, tomo 1, 316–328.

Hongn, F., del Papa, C., Powel, J., Petrinovic, I., Mon, R., Deraco, V. 2007. Middle Eocene deformation and sedimentation in the Puna–Eastern Cordillera transition (23°–26°S): Control by preexisting heterogeneities on the pattern of initial Andean shortening. *Geology* 35(3), 271–274, doi: 10.1130/G23189A.1.

Keidel, J., 1943 *El Ordovícico inferior en los Andes del norte argentino y sus depósitos marino glaciales*. Academia Nacional de Ciencias, Boletín 36: 140–229, Córdoba.

Marret, R., Strecker, M. 2000. Response of intracontinental deformation in the central Andes to late Cenozoic reorganization of South American Plate motions. *Tectonics*, vol. 19, N°3, pages 452 – 467.

Matteini, M., Mazzuoli, R., Omarini, R., Cas, R., Maas, R. 2002. Geodynamical evolution of the central Andes at 24°S as inferred by magma composition along the Calama-Olacapato- El Toro transversal volcanic belt. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 118, 225–228.

Reynolds, J.H., Galli, C.J., Hernández, R.M., Idleman, B.D., Kotila, J.M., Hilliard, R.V., Naeser, C.W. 2000. Middle Miocene tectonic development of the Transition Zone, Salta Province, northwest Argentina: magnetic stratigraphy from the Metán Subgroup, Sierra de Gonzalez. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 112, 1736–1751.

Riller, U., Petrinovic, I.A., Ramelow, J., Strecker, M.R., Oncken, O. 2001. Late Cenozoic tectonism, collapse caldera and plateau formation in the Central Andes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 188, 299–311.

Santimano, T., Riller, U. 2012. Kinematics of Tertiary to Quaternary intracontinental deformation of upper crust in the Eastern Cordillera, southern Central Andes, NW Argentina. *Tectonics*, vol. 31, TC4002, doi: 10.1029/2011TC003068.

Vera, D.R., García, V.H., Vázquez, S., Yagupsky, D.L. 2014. Evolución tectónica cenozoica del área aldaña al río Jumial, Cordillera Oriental, provincia de Salta. XXVII Reunión científica de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas, Actas.

ANÁLISIS ESTRUCTURAL EN LOS ALREDEDORES DEL CERRO GÓLGOTA, QUEBRADA DEL TORO, SALTA

Agustina Villagrán¹, Raúl Seggiano^{2,3}, Eduardo Gallardo², Ricardo Pereyra^{2,4}, Emilio Barrabino¹ y Melina Celedón¹

¹ Instituto de Bio y Geociencias, Universidad Nacional de Salta. Av. Bolivia 5150, CP 4400, Salta. E-mail: villagranagustina@gmail.com

² Universidad Nacional de Salta.

³ SEGEMAR-Salta.

⁴ INENCO (CONICET-UNSa)

El cerro Gólgota se ubica en la quebrada del Toro, a 78 kilómetros de la Capital de Salta, en la localidad de Ingeniero Maury y se encuadra en la zona sur-occidental de la provincia geológica Cordillera Oriental formando parte de una faja plegada y fallada ubicada en el retroarco del orógeno andino con rumbo general NNE-SSO.

La columna estratigráfica está integrada por rocas leptometamórficas del Complejo Puncoviscana (Proterozoico Superior-Cámbrico Inferior), sobre las que se apoyan, en discordancia angular, el Grupo Mesón (Cámbrico Medio-Superior) y el Grupo Santa Victoria (Cámbrico-Ordovícico). Sobre distintas unidades del sustrato pre-cretácico se apoya el Subgrupo Balbuena que a su vez infrayace en concordancia al Subgrupo Santa Bárbara (Paleoceno alto), ambos integrantes del Grupo Salta (Cretácico-Paleógeno). El Neógeno está integrado por rocas sedimentarias de la Formación Agujas (Mioceno Inferior-Mioceno Superior) y depósitos volcanoclásticos del Complejo Diego de Almagro (Mioceno Superior alto). El Cuaternario involucra depósitos fluviales, de flujos gravitacionales y lacustres.

A los fines de analizar las estructuras mayores en el área se realizó un corte estructural (Figura 1a) entre el cerro Bayo hacia el OSO y las sierras de Pascha hacia el ENE, que en su parte media pasa por el cerro de La Cruz. La sección fue reconstruida tomando al Subgrupo Balbuena como nivel de referencia dado que es la única unidad que aflora prácticamente a lo largo de todo el perfil. La estructura relevada comprende un modelo de pliegue de propagación asimétrico con el limbo frontal vertical a invertido generado por el corrimiento El Gólgota (Figura 1a). Para facilitar su construcción se asumió una proyección aérea coherente con el modelo propuesto en las partes erosionadas de la sección. Este corrimiento tiene vergencia occidental y superficie de despegue en el basamento con el punto ciego calculado en 2950 metros de profundidad y un acortamiento de 6,5 kilómetros, calculado mediante la restitución palinspástica presentada en la figura 1b. La ubicación del punto ciego fue determinada por el método geométrico de pliegues por propagación de fallas

(Suppe y Medwedeff 1990) a partir de datos de inclinaciones de flancos y ajustando las relaciones angulares de las bisectrices de charnelas tomando como nivel de referencia para la construcción al Subgrupo Balbuena.

A partir del punto ciego el corrimiento habría generado una zona triangular de intensa deformación y fallas menores que alcanzan la superficie. En el cerro de La Cruz, una de estas fallas inversas se desplazó siguiendo la discordancia entre el Complejo Puncoviscana y el Subgrupo Balbuena, formando una brecha de falla de 2 metros de espesor.

Las relaciones de contacto del Subgrupo Balbuena con las unidades infrayacentes revela la existencia de un sustrato pre-cretácico fuertemente anisótropo. Así, en el cerro Bayo el Subgrupo Balbuena se apoya sobre el Complejo Puncoviscana, en las sierras de Pascha lo hace sobre el Grupo Santa Victoria y en la quebrada Agua Colorada, al sur del cerro de la Cruz, sobre cuarcitas del Grupo Mesón

En el cerro de La Cruz, los estratos cámbricos y ordovícicos presentan elevado ángulo de inclinación pero se encuentran en posición normal, determinada en base a estructuras sedimentarias. Estos estratos se truncan contra una superficie que inclina 40° hacia el oeste formada por metasedimentitas del Complejo Puncoviscana. El Subgrupo Balbuena sepulta esta superficie y se apoya indistintamente sobre el Complejo Puncoviscana y el Grupo Santa Victoria. Por encima del Subgrupo Balbuena se disponen sedimentitas de la base del Subgrupo Santa Bárbara (Formación Mealla) y la Formación Agujas, todas con ángulos de inclinación próximos a la vertical y a veces levemente invertidos. La superficie fue interpretada como una falla denominada falla de La Cruz, que genera una zona integrada por brechas cohesivas de aproximadamente 15 m de espesor dentro del Complejo Puncoviscana.

La falla de La Cruz fue interpretada en muchos trabajos (Marrett y Strecker 2000, Lucena 2007, entre otros) como parte del corrimiento El Gólgota que fue plegado y que tiene el Complejo Puncoviscana en el colgante y las demás unidades en el yaciente. En efecto, si se realiza la rotación de los estratos hacia el este hasta dejarlos en posición normal, el Complejo Puncoviscana, queda debajo de los Grupos Mesón y Santa Victoria mostrando una relación de falla normal y si, por el contrario, los estratos se rotan hacia el oeste hasta su posición invertida, el corrimiento cortaría estratigráficamente hacia abajo, lo cual implicaría más de una etapa de deformación y requeriría una solución extremadamente compleja que no condice con el estilo estructural de la región.

La interpretación adoptada en este trabajo, surge de la reconstrucción palinspástica del perfil, tomando al Subgrupo Balbuena como nivel de referencia. Al rotar el Subgrupo Balbuena desde inclinaciones invertidas que varían entre 75° y 85°, a una posición horizontal, la falla de La Cruz adopta una inclinación de entre 55° y 65° al este, dando una relación de falla

normal sepultada por los estratos cretácicos. En base a este análisis se interpreta a la falla de La Cruz como normal, de edad pre-cretácica que luego fue rotada, plegada y levemente reactivada durante la generación del corrimiento El Gólgota durante la tectónica andina.

El elevado ángulo de inclinación de la superficie de falla y la orientación preferencial de los esfuerzos compresivos aproximadamente perpendiculares a la misma, habrían favorecido su plegamiento sin generar mayor reactivación.

Al oeste del cerro de La Cruz afloran las secuencias neógenas de la Formación Agujas y los depósitos volcanoclásticos del Complejo Diego de Almagro comprendidas entre los corrimientos El Gólgota y Solá. En el cerro de La Cruz los estratos neógenos se apoyan en discordancia erosiva sobre los Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara, formando un sinclinal apretado buzante 34° en dirección SE.

En el flanco occidental del pliegue, una falla inclinada al oeste, de poco desplazamiento, relacionada al corrimiento Solá, aumenta el ángulo de los estratos neógenos.

En la sección realizada en este trabajo el corrimiento Solá elimina la secuencia cretácica y pone en contacto el Complejo Puncoviscana con las unidades basales de la Formación Agujas. De acuerdo a lo referido por Lucena (2007) y Gallardo (1981), hacia el sur del área aquí analizada, el corrimiento Solá pierde

rechazo y expone, sin falla en su culminación frontal, las relaciones discordantes entre el basamento y las unidades suprayacentes.

En base a las relaciones observadas con la Formación Agujas se obtuvo una edad mínima del corrimiento El Gólgota, inferior a los 9 Ma ya que al sur del cerro de La Cruz, el corrimiento corta estratos de la base de la Formación Agujas y es sepultado por estratos del techo donde intercalan dos tobas datadas en 9 y 10 Ma.

Referencias

- Gallardo, E.F. 1981. Estratigrafía y tectónica en la quebrada del río Capillas, entre las quebradas del Bayo y del Toro. Tesis Profesional, Universidad Nacional de Salta (inédita), 31 p., Salta.
- Lucena, L.L. 2007. Geología de la Fosa del Toro-Cordillera Oriental-Provincia de Salta. Tesis profesional, Universidad Nacional de Salta (inédita), 64 p., Salta.
- Marrett, R. y Strecker, M.R. 2000. Response of intracontinental deformation in the central Andes to late Cenozoic reorganization of South American Plate motions. *Tectonics* 19: 452-467.
- Suppe, J. y Medwedeff, D. 1990. Geometry and kinematics of fault-propagation folding: *Eclogae Geologicae Helveticae* 83(3): 409-454.

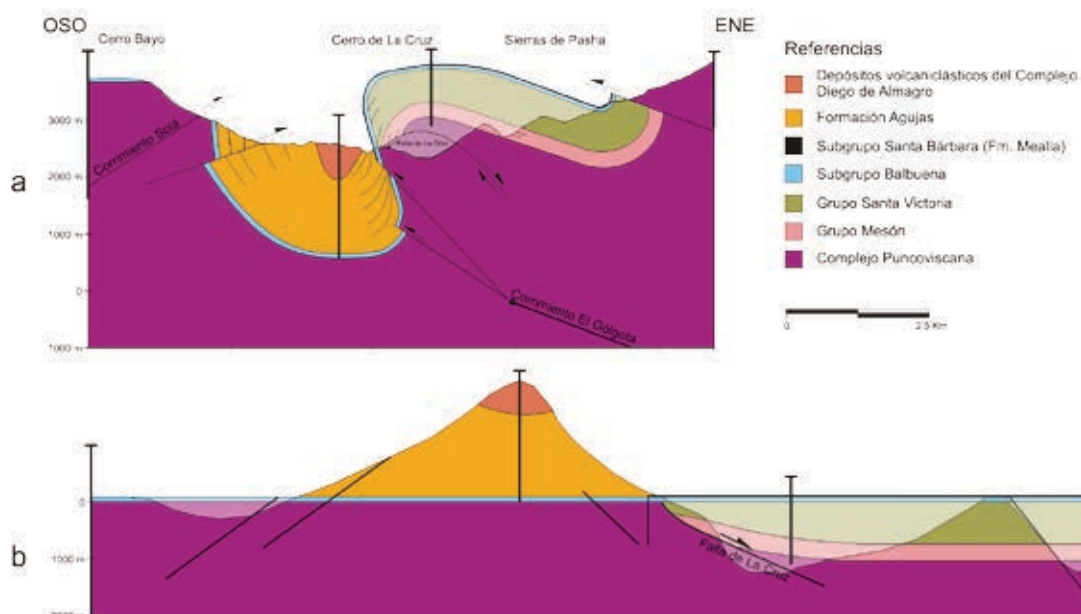


Figura 1. a) Corte estructural. b) Restitución palinspástica con orientación OSO-ENE.

Tectónica Andina Patagónica



EVIDENCIAS SISMOESTRATIGRÁFICAS DE TECTÓNICA EXTENSIONAL DURANTE EL CRETÁCICO INFERIOR Y SUPERIOR EN LA SIERRA DE SAN BERNARDO, CUENCA DEL GOLFO SAN JORGE

José Oscar Allard¹, Nicolás Foix^{1,2}, Agustín Rodríguez¹ y Federico Sánchez¹

¹ Departamento de Geología, FCN, Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco. Ruta Prov. N°1 s/n km4, (9005) Comodoro Rivadavia, Chubut, Argentina. joseoa-allard@yahoo.com.ar

² CONICET

La cuenca del Golfo San Jorge ha sido dividida en base a su estilo estructural (Figari *et al.* 1999). En particular, la Faja Plegada de San Bernardo (FPSB) está constituida por un sistema de pliegues N-S a NNO-SSE vinculados a la inversión tectónica positiva de fallas normales mesozoicas. Los tiempos y fases de construcción de dichas morfoestructuras es un tema de debate y discusión; recientemente Gianni *et al.* (2015) y Navarrete *et al.* (2014) interpretan a partir de la integración de información de subsuelo y afloramiento una edad máxima cretácica temprana para el inicio del proceso de inversión. Sin embargo, la presente contribución expone evidencias tectonoestratigráficas de subsuelo que sustentan el contexto sin-extensional en la FPSB durante la depositación de las formaciones del Grupo Chubut: Pozo D-129, Matasiete, Castillo y Bajo Barreal. La información sísmica 2D abarca la falla principal responsable del desarrollo del anticlinal de Sierra Nevada y al mismo tiempo expone fallas principales de subsuelo de menor jerarquía sintéticas y antitéticas a la anterior.

Caracterización Geométrica

La sección sísmica estudiada tiene 66 Km de longitud y está orientada con rumbo N76°, el extremo NE corta el sector norte de la Sierra Nevada. Esta morfoestructura corresponde a uno de principales ejes de la FPSB, alcanzando elevaciones máximas cercanas a los 1000 msnm. Allí el estudio de subsuelo definió la falla principal, la cual se caracteriza por el desarrollo de un pliegue asimétrico de gran amplitud vergente al oeste, con flanco abrupto hacia el plano de falla. El plegamiento afecta sismofacies del Grupo Chubut (Cretácico Inferior a Superior) y su sustrato sedimentario de edad incierta vinculado al Grupo Las Heras (Neocomiano) y/o a la Formación Lonco Trapial (Jurásico Medio). El sustrato sedimentario presenta una geometría en cuña muy bien desarrollada con un espesor máximo de 1 mseg (TWT), mientras que el Grupo Chubut presenta un patrón tabular con reflectores paralelos, sin variación del espesor hacia la cresta del pliegue. En el flanco suave del pliegue el

Grupo Chubut presenta un espesor sísmico mínimo de 0.6 mseg (TWT), mientras que en el núcleo del anticlinal el pozo YPF Ch. SN. es-1 perforó 1050 m (Sciutto y Martínez 1996). En dirección NE, a 15 km de la falla mencionada, se ubica una falla con inclinación al SO y bloque alto al NE. Esta estructura corta la cuña sedimentaria del sustrato sedimentario con un rechazo vertical de ~0.7 mseg (TWT), y al mismo tiempo controla la geometría y espesor del Grupo Chubut. Allí el intervalo basal del Grupo Chubut desarrolla discordancias intraformacionales definidas por terminaciones downlap, mientras que en el intervalo superior se desarrolla un monoclinal vinculado al hundimiento del bloque bajo. Continuando hacia el NE, la sección sísmica muestra otro monoclinal con inclinación hacia el NE, el cual pliega la cuña de sustrato sedimentario y al Grupo Chubut. En particular este último monoclinal desarrolla terminaciones en onlap y discordancias intraformacionales en el intervalo superior del Grupo Chubut.

La línea sísmica 2D está cortada por otra de orientación N-S y 10 km de longitud, ubicada subparalela al margen oriental de la Laguna Palacios. Esta sección no muestra evidencias de fallamiento de la jerarquía mencionada anteriormente. Sin embargo el sustrato sedimentario se encuentra acuñado y engrosado hacia el sur. Por su parte el Grupo Chubut se presenta con geometría tabular, con reflectores subparalelos a levemente discordantes en posiciones equivalentes al menor espesor del sustrato sedimentario.

Interpretación tectono-estratigráfica

La geometría en cuña plegada evidencia la inversión tectónica positiva de un hemigraben pre- Grupo Chubut, al mismo tiempo la tabularidad del Grupo Chubut y la falta de discordancias progresivas hacia el pliegue de inversión demuestran que la inversión de la estructura es post-depositación del Grupo Chubut. Las otras fallas principales se interpretan como fallas normales aflorantes o ciegas sinsedimentarias con la depositación del Grupo Chubut (formaciones Matasiete, Pozo D-129, Castillo y Bajo Barreal). La comparación de los patrones tectonoestratigráficos de las distintas fallas demuestran el diacronismo entre las fallas normales principales en el ámbito de la FPSB. En este esquema, el pliegue monoclinal que afecta el sustrato sedimentario y al Grupo Chubut se vinculó a una falla normal abortada o ciega. Las evidencias de inversión tectónica se restringen a la falla principal de mayor jerarquía ubicada al SO, lo cual se interpreta como consecuencia de su orientación NNO y su posición más occidental. La inversión de esta estructura habría consumido el acortamiento y de esta forma se habría evitado la inversión de las otras fallas de menor jerarquía ubicadas al este.

La continuidad de los reflectores y la leve asimetría de los mismos en la línea N-S se interpretan como el registro de la variación del rechazo a lo largo del rumbo de la falla normal principal. Al mismo tiempo el desarrollo de discordancias muy suaves hacia la posición del tipo de la estructura se vincularon a la disminución de la extensión durante la evolución de la falla normal.

Conclusiones

La jerarquía de las estructuras identificadas y sus patrones tectonoestratigráficos son concluyentes para definir un contexto estructural extensional desarrollado durante la depositación del Grupo Chubut en el ámbito de la Faja Plegada de San Bernardo. Al mismo tiempo, la posición meridional de la sierra Nevada y su jerarquía como morfoestructura permiten extrapolar el estilo y fases de deformación al resto de los pliegues de inversión, tanto en afloramiento como en subsuelo. Queda de manifiesto la importancia del uso de información sísmica en la interpretación de cuencas sedimentarias, ya que aporta datos concluyentes acerca de su historia evolutiva.

Referencias

Figari, E., Strelkov, E., Laffitte, G., Cid de la Paz, M.S., Courtade, S., Celaya, J., Vottero, A., Lafourcade, P., Martínez, R. y Villar, H.J. 1999. Los sistemas petroleros de la cuenca del Golfo San Jorge. Síntesis estructural, estratigráfica y geoquímica. 4º Congreso de

Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas 1: 197-237. Mar del Plata.

Gianni, G., Navarrete, C., Orts, D., Tobal, J., Folguera, A. y Giménez, M. 2015. Patagonian broken foreland and related synorogenic rifting: The Origin of the Chubut Group Basin. *Tectonophysics* 649: 81-99.

Navarrete, C., Gianni, G., Homoc, J. y Folguera, A. 2014. Etapas compresivas mayores del borde occidental de la cuenca del Golfo San Jorge. Modelos de migración de esfuerzos. 19º Congreso Geológico Argentino, Actas: 1634-1635, Córdoba.

Sciutto, J.C. y Martínez, R.D. 1996. El Grupo Chubut en el Anticlinal Sierra Nevada, Chubut, Argentina. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 67-75.

EVOLUCIÓN TECTOSEDIMENTARIA DE LA CUENCA DEL GOLFO SAN JORGE EN SU MARGEN OCCIDENTAL

José Oscar Allard¹, Nicolás Foix^{1,2}, Agustín Rodríguez¹ y Federico Sánchez¹

¹ Departamento de Geología, FCN, Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco. Ruta Prov. N°1 s/n km4, (9005) Comodoro Rivadavia, Chubut, Argentina. joseoallard@yahoo.com.ar

² CONICET

La cuenca del Golfo San Jorge desarrolla una potente secuencia sedimentaria continental cretácica constituida por el Grupo Chubut (ver referencias en Figari *et al.* 1999). El sustrato sedimentario del Grupo Chubut está estructurado por los "Patagónides", vinculados a una fase orogénica pre-Grupo Chubut de la Patagonia extra andina (Keidel 1921, Ugarte 1966). La cuenca está limitada al oeste por la Precordillera Patagónica y su margen más occidental se encuentra aflorado en proximidades de la localidad de Ea. Ferrarotti (44°31'46.83" Lat. S, 70° 4'57.35" Long. O), unos 26 kilómetros al este de Ea. Nueva Lubecka, Provincia del Chubut. Allí se realizaron estudios de afloramiento y subsuelo con el objeto de: I) definir el estilo estructural del sustrato sedimentario del Grupo Chubut y II) caracterizar los depósitos equivalentes al Grupo Chubut.

El sustrato sedimentario del Grupo Chubut está constituido por rocas paleozoicas del Grupo Tepuel, rocas sedimentarias Liásicas (formaciones Mulanguñeu y Cerro Ferrarotti *sensu* Fernández Garrasino 1977) y rocas volcánicas y volcanoclásticas equivalentes de la Formación Lonco Trapial. Los niveles del Grupo Tepuel afloran con una orientación promedio N153°/21° (n: 76). Están expuestos de manera homoclinal con una orientación N116°/26° en el margen oriental del salar de Ferrarotti, o definiendo un anticlinal suave en el núcleo de una morfoestructura moderna (44°29'43.95" Lat. S, 70° 2'34.49" Long. O) con rumbo 160°, ángulo interlimbo ~142° y 650 m de longitud de onda media. Los depósitos jurásicos yacen en discordancia angular sobre los niveles del Grupo Tepuel. La cartografía de las rocas liásicas evidencia el desarrollo de pliegues disarmónicos con ejes NNO-SSE a NNE-SSO, con longitudes de onda de 50-200 m. La orientación de la estratificación de los depósitos liásicos es muy variable, con un valor promedio N197°/25° (n: 664), la distribución de la densidad de esos polos define dos orientaciones de mayor densidad N117°/68° y N240°/58°. Por su lado la Formación Lonco Trapial aflora como resaltos litológicos definiendo pliegues suaves, simétricos a levemente asimétricos, con flancos orientados N283°/50° y N90°/43°. En discordancia angular se apoyan sobre el sustrato sedimentario los depósitos cretácicos de la Formación Cerro Fortín. Estos constituyen el sinclinal suave de

Ea. Los Flamencos, de orientación N-S e inclinaciones que no superan 25°. Localmente, en inmediaciones del contacto con el sustrato sedimentario, las capas cretácicas alcanzan inclinaciones de hasta 50° hacia N70°. En esas posiciones los niveles del Liásico desarrollan pliegues de alta frecuencia, apretados, disarmónicos y con valores de inclinación de hasta 90°.

La Formación Cerro Fortín es equivalente a la Formación Matasiete en el ámbito de la cuenca del Golfo San Jorge. La caracterización sedimentológica evidencia una secuencia fluvial dominada por depósitos finos de planicie de inundación con espesores que superan 100 m, lo cual permite interpretarla como una secuencia sedimentaria de alta acomodación. El pasaje vertical al dominio de material piroclástico es transicional, evidenciado por 260 m de fangolitas rojizas donde se intercalan niveles tabulares tobáceos de espesor métrico con lapilli acrecional. De forma puntual estos niveles desarrollan una discordancia angular de 14°, con divergencia de los estratos hacia el este.

Los datos de afloramiento se integraron con información de una línea sísmica cercana, la cual se inicia en el salar de Ferrarotti y se continúa hacia N120°. De esta forma se correlacionó el sinclinal de Ea. Los Flamencos (Meseta La Pirca) con su proyección en subsuelo, donde afecta el relleno asimétrico de un hemigraben vinculado a una falla con inclinación hacia el oeste. En esa cuña asimétrica de *syn-rift* también se reconocieron divergencia de los reflectores sísmicos al ESE, definiendo una geometría análoga a la discordancia identificada en superficie.

La diferencia en los estilos estructurales entre el sustrato sedimentario y el Grupo Chubut se interpretan como la superposición de al menos dos fases de deformación contraccional. La primera, post-liásica y pre-Grupo Chubut ("Patagónides") habría plegado en conjunto el sustrato sedimentario y estaría vinculada a la inversión positiva de una falla jurásica sinsedimentaria con inclinación al oeste. La posición de la misma se infiere en el lineamiento que define el contacto entre la morfoestructura actual y los depósitos del Grupo Chubut, donde el aumento del plegamiento y de la inclinación de las capas se interpreta como consecuencia del efecto contrafuerte. El análisis de la orientación de los ejes de los pliegues mesoscópicos y los dominios de inclinación de la estratificación liásica permiten inferir una dirección de acortamiento NNE-SSO a NNO-SSE dependiendo de la zona analizada. En la segunda fase contraccional el basamento sedimentario y el Grupo Chubut fueron plegados de manera conjunta durante el Cretácico Tardío-Cenozoico vinculados a la contracción andina ("Bernárdides").

Teniendo en cuenta que I) las secciones estratigráficas se ubican en el flanco occidental del sinclinal y II) la correlación entre el sinclinal de superficie y el reconocido en la sección sísmica, se interpreta que la alta acomodación reconocida en el Grupo Chubut en afloramiento esta inducida por el fallamiento normal

identificado en subsuelo. De esta forma se interpreta que entre ambas fases de deformación contraccional se desarrolló un contexto sin-extensional durante la depositación de las secuencias basales del Grupo Chubut (formaciones Matasiete y Castillo). Los datos expuestos demuestran la evolución compleja del relleno de la cuenca del Golfo San Jorge en su margen occidental, donde alternan períodos contraccionales y extensionales.

El contexto extensional aquí planteado para la depositación del Grupo Chubut se contrapone al esquema contraccional de Gianni *et al.* (2015). En este sentido, los autores de esta contribución no comparten los criterios de afloramiento utilizados por Gianni *et al.* (2015) para interpretar las secuencias sin-inversión durante la depositación de las secuencias basales del Grupo Chubut (ej. Allard *et al.*, esta reunión a). Al mismo tiempo, al integrar los resultados del área de Ferrarotti con la extensión definida en el subsuelo de la sierra Nevada (Allard *et al.*, esta reunión b), se fortalece la interpretación de un dominio extensional durante la depositación de gran parte del Grupo Chubut (formaciones Matasiete, Pozo D-129, Castillo y Bajo Barreal) en el sector occidental de la cuenca del Golfo San Jorge: Borde de Cuenca y Faja Plegada de San Bernardo.

Referencias

Allard, J.O., Foix, N., Paredes, J., Rodríguez, A. y Sánchez, F. 2015(a). Modelo estructural para la construcción de la sierra Silva (cuenca del Golfo San Jorge, Patagonia). 16° Reunión de Tectónica, General Roca.

Allard, J.O., Foix, N., Rodríguez, A. y Sánchez, F. 2015(b). Evidencias sismoestratigráficas de tectónica extensional durante el Cretácico Inferior y Superior en la sierra de San Bernardo, cuenca del Golfo San Jorge. 16° Reunión de Tectónica, General Roca.

Figari, E., Strelkov, E., Laffitte, G., Cid de la Paz, M.S., Courtade, S., Celaya, J., Vottero, A., Lafourcade, P., Martínez, R. y Villar, H.J. 1999. Los sistemas petroleros de la cuenca del Golfo San Jorge. Síntesis estructural, estratigráfica y geoquímica. 4° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas 1: 197-237, Mar del Plata.

Fernández-Garrasino, C.A. 1977. Contribución a la estratigrafía de la zona comprendida entre estancia Ferrarotti, Cerro Colorado y Cerrito Negro-Departamento Tehuelches-Provincia del Chubut-Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 32(2): 130-144.

Gianni, G., Navarrete, C., Orts, D., Tobal, J., Folguera, A. y Giménez, M. 2015. Patagonian broken foreland and related synorogenic rifting: The Origin of the Chubut Group Basin. Tectonophysics 649: 81-99.

Keidel J. 1921. Sobre la distribución de los depósitos glaciares del Pérmico conocidos en la Argentina y su significación para la estratigrafía de la serie del Gondwana y la paleogeografía del Hemisferio Austral. Academia Nacional de Ciencias 25: 239-368, Córdoba.

Ugarte F.R. 1966. La cuenca Carbonífera- Jurásica de la Patagonia Meridional. Universidad de la Patagonia, San Juan Bosco, 2, Ciencias Geológicas I-1: 37-68, Comodoro Rivadavia.

SOBRE EL CONTEXTO TECTONOESTRATIGRÁFICO DE LAS FORMACIONES LAGUNA PALACIOS Y LAGO COLHUE HUAPÍ (GRUPO CHUBUT, CRETÁCICO SUPERIOR), CUENCA DEL GOLFO SAN JORGE, PATAGONIA

José Oscar Allard¹, Nicolás Foix^{1,2}, Gabriel Casal¹
y Agustín Rodríguez¹

¹ Departamento de Geología, FCN, Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco. Ruta Prov. N°1 s/n km4, (9005) Comodoro Rivadavia, Chubut, Argentina. joseoallard@yahoo.com.ar

² CONICET

La cuenca del Golfo San Jorge (CGSJ) desarrolla un espeso relleno continental cretácico representado por los depósitos del Grupo Chubut (Aptiano-Maastrichtiano). El contexto tectonoestratigráfico de las unidades basales de dicho grupo (formaciones Matasiete, Castillo y Bajo Barreal) está actualmente en discusión, la visión tradicional plantea un contexto sin-extensión seguido de hundimiento termal (ej. Figari *et al.* 1999, Rodríguez y Littke 2001, entre otros), mientras que recientemente se plantean todas unidades sin-inversión (ej. Gianni *et al.* 2015). El esquema litoestratigráfico actual propone a las formaciones Laguna Palacios (FLP) y Lago Colhue Huapí (FLCH) como las unidades más modernas del Grupo Chubut (Casal *et al.* 2015). La presente contribución evalúa el vínculo entre ambas formaciones y el levantamiento cretácico de la Faja Plegada de San Bernardo (FPSB).

La FLP se caracteriza por su coloración naranja-amarillenta, la tabularidad de sus niveles estratigráficos y su elevada proporción de material piroclástico. Su génesis se atribuye a un contexto sedimentario tipo loess caracterizado por el desarrollo de paleosuelos y el retrabajo depósitos tobáceos por corrientes acuosas, en un contexto aluvial de baja acomodación en el borde occidental de la CGSJ (Sciutto 1981, Genise *et al.* 2002). La unidad está restringida a la FPSB y al sector oriental del Flanco Oeste, donde su espesor varía entre 0 y 300 m (Sciutto 1981). Su patrón isopáquico desarrolla tendencias asimétricas con ejes de máximo espesor subparalelos a las estructuras principales de la FPSB. Las zonas de mayor espesor coinciden con: I) la posición de los sinclinales principales como el definido entre el anticlinal de Las Pulgas y del Cerro San Bernardo y II) el sector occidental del sistema de pliegues de la FPSB. Su relación estratigráfica con las otras unidades del Grupo Chubut es de concordancia (Sciutto 1981, Genise *et al.* 2002, Casal *et al.* 2015) o de discordancia angular (Gianni *et al.* 2015). El espesor de la unidad se interrumpe abruptamente al sur en una posición latitudinal equivalente a la nariz del anticlinal de Papelia. Al sur de esta localidad, en el Codo del Río Senguerr, aflora la FLCH

considerada equivalente lateral, al menos parcialmente, de la FLP (Casal *et al.* 2015). En este sentido, la relación de engranaje lateral entre la FLP y los niveles más jóvenes del Grupo Chubut ubicados al este de la FPSB es de engranaje lateral (Sciutto 1981). Los depósitos fluviales de FLCH se caracterizan por cuerpos fluviales bien desarrollados contenidos en una planicie de inundación rojiza que permite diferenciarla con claridad de la Formación Bajo Barreal, con espesores que se incrementan desde la FPSB (ej. ~10 metros en Cañadón Las Horquetas, Buen Pasto) hacia el este, con sus mejores exposiciones en las nacientes del Río Chico (~50 metros). El relleno conglomerádico de los cuerpos canalizados principales contiene clastos finos de composición tobácea, con un grado variable de redondez. El análisis de arquitectura fluvial en los afloramientos del Codo del Río Senguerr y la dirección de paleoflujo promedio hacia 144° permiten inferir un área fuente que contiene la región de estancia Ocho Hermanos. Allí la unidad LCH se encuentra poco desarrollada, sin embargo se pudo caracterizar una relación estructural de discordancia de 72° con la Formación Bajo Barreal. Los depósitos de LCH que definen la discordancia contienen vértebras caudales asignadas a un Rebbachisauridae indet., lo cual les otorga una edad máxima Coniaciana para ese registro estratigráfico (Casal *et al.* 2015). Una relación de discordancia análoga se expone al este del anticlinal de Las Pulgas (45°29'9.57"S, 69°31'54.10"O) donde las capas de LCH afloran con una orientación N298°/18°, mientras que los niveles subyacentes de la Formación Bajo Barreal se presentan con una actitud N339°/23°, lo cual implica un valor de discordancia de 15°.

Discusión

Los clastos tobáceos de los depósitos de LCH sugieren la canibalización del registro de las unidades basales del Grupo Chubut, ya que en esta unidad son muy escasos (o ausentes) los depósitos piroclásticos de caída. En este esquema las discordancias reconocidas en la localidad de Ocho Hermanos y en Las Pulgas se vinculan al desarrollo de una estructura contraccional. Las rotaciones estructurales se asocian a la construcción del flanco oriental del pliegue Las Pulgas, el cual es consecuencia de la inversión tectónica positiva de una falla normal principal. Por su lado, los depósitos de LCH otorgan una edad máxima Coniaciana para la rotación de las unidades que la infrayacen (formaciones Castillo y Bajo Barreal). Al mismo tiempo, los depósitos más orientales de FLP se restringen a la FPSB, con un patrón isopáquico que copia el tren estructural de los pliegues de inversión. La conjunción de la restricción temporal y areal de esta formación se interpretan como consecuencia de un escenario de baja acomodación inducido por el levantamiento de la FPSB durante el Cretácico Superior. En este contexto, los escasos afloramientos de FLCH en la zona interna de la FPSB y las direcciones

de paleoflujo en el codo del Senguerr sugieren bolsos sedimentarios discontinuos, parcialmente conectados, típicos de una cuenca de antepaís fragmentado. En este esquema tectonoestratigráfico, la tasa de levantamiento respecto de la tasa de sedimentación y de pedogénesis habría controlado el desarrollo y la preservación de los depósitos de FLP. En este sentido se puede especular que la ciclicidad en el desarrollo de los paleosuelos (Genise *et al.* 2002) y su erosión (Sciutto 1981) estarían inducidos o al menos influenciados por la alternancia de períodos de quietud-actividad tectónica. La interrupción abrupta de los afloramientos más australes de FLP se interpreta como una disminución en la tasa de levantamiento durante la migración hacia el sur de la morfoestructura del Codo del Senguerr. De esta forma se habría evitado el desarrollo de los niveles de FLP pero no de la FLCH, donde ésta última se habría desarrollado en la periferia de la estructura invertida permitiendo su pasaje transicional con el miembro superior de la Formación Bajo Barreal. Por otro lado, si la FLP hubiese estado realmente relacionada a un contexto de borde de cuenca, tendría que aparecer preservada con un patrón anular, incluso al sur del Codo del Río Senguerr o en la parte septentrional del Flanco Norte (ej. Sierra Cuadrada), donde si está preservada la FLCH.

Los recientes estudios de afloramiento y subsuelo desarrollados por Allard *et al.* (esta reunión, a y b) en la FPSB siguen sustentando un contexto tectonoestratigráfico extensional para las unidades basales del Grupo Chubut. En consecuencia, a diferencia de las propuestas de Barcat *et al.* (1989) y Gianni *et al.* (2015), se restringe el contexto sin-inversión (antepaís fragmentado) para el desarrollo de las unidades más modernas del Grupo Chubut (FLP y FLCH). En particular, el modelo planteado permite explicar condiciones dominantes de baja acomodación acotadas a la región con mejor desarrollo del proceso de inversión tectónica (FPSB) durante la depositación de la FLP, sin necesidad de invocar un contexto borde de cuenca para el Cretácico tardío en esa posición. El modelo también permite plantear un contexto análogo para la Formación Koluel-Kaike (Grupo Río Chico), donde la migración hacia el Este de la inversión tectónica durante el Paleoceno habría inducido las condiciones de baja acomodación para el desarrollo de sus paleosuelos característicos.

Referencias

- Allard, J., Foix, N., Rodríguez, A. y Sánchez, F. 2015 (a). Evolución tectosedimentaria de la cuenca del Golfo San Jorge en su margen occidental. 16° Reunión de Tectónica, General Roca.
- Allard, J., Foix, N., Rodríguez, A. y Sánchez, F. 2015 (b). Evidencias sismoestratigráficas de tectónica extensional durante el Cretácico Inferior y Superior en la sierra de San Bernardo, cuenca del Golfo San Jorge. 16° Reunión de Tectónica, General Roca.

- Barcat, C., Cortiñas, J.S., Nevistic, V.A. y Zucchi, H.E. 1989. Cuenca del Golfo San Jorge. En Chebli, G.A. y Spalletti, L.A. (eds.) Cuenas Sedimentarias Argentinas: 319-345. Universidad Nacional de Tucumán.
- Casal, G.A., Allard, J.O. y Foix, N. 2015. Análisis estratigráfico y paleontológico del Cretácico Superior en la Cuenca del Golfo San Jorge: nueva unidad litoestratigráfica para el Grupo Chubut. Revista de la Asociación Geológica Argentina 72 (1): 81-99.
- Figari, E., Strelkov, E., Laffitte, G., Cid de la Paz, M.S., Courtade, S., Celaya, J., Vottero, A., Lafourcade, P., Martínez, R. y Villar, H.J. 1999. Los sistemas petroleros de la cuenca del Golfo San Jorge. Síntesis estructural, estratigráfica y geoquímica. 4° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas 1: 197-237. Mar del Plata.
- Genise, J.F., Sciutto, J.C., Laza, J.H., González, M.G. y Belloso, E. 2002. Fossilbee nests, coleopteran pupal chambers and tuffaceous paleosols from the Late Cretaceous Laguna Palacios Formation, Central Patagonia (Argentina). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 177: 215-235.
- Sciutto, J.C. 1981. Geología del codo del río Senguerr, Chubut, Argentina. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 203-219. San Luis.
- Gianni, G., Navarrete, C., Orts, D., Tobal, J., Folguera, A. y Giménez, M. 2015. Patagonian broken foreland and related synorogenic rifting: The Origin of the Chubut Group Basin. Tectonophysics 649: 81-99.
- Rodríguez, J.F. y Littke, R. 2001. Petroleum generation and accumulation in the Golfo San Jorge Basin, Argentina: a basin modeling study. Marine and Petroleum Geology 18: 995-1028.

MODELO ESTRUCTURAL PARA LA CONSTRUCCIÓN DE LA SIERRA SILVA (CUENCA DEL GOLFO SAN JORGE, PATAGONIA)

José Oscar Allard¹, Nicolás Foix^{1,2}, José Matildo Paredes¹, Agustín Rodríguez¹ y Federico Sánchez¹

¹ Departamento de Geología, FCN, Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco. Ruta Prov. N°1 s/n km4, (9005) Comodoro Rivadavia, Chubut, Argentina. joseoallard@yahoo.com.ar

² CONICET

La Faja Plegada de San Bernardo (FPSB) está constituida por un sistema de pliegues NNO-SSE a N-S, los cuales se vinculan a la inversión tectónica positiva de fallas normales mesozoicas (Homovic *et al.* 1995, Giacosa y Paredes 2008, Paredes 2009, Allard *et al.* 2014). El trabajo realizado evalúa las señales geomorfológicas vinculadas a la estructuración de la Sierra Silva (SS), con el objetivo de obtener un modelo de crecimiento de este pliegue de inversión complejo.

La SS se ubica entre los lagos Musters y Colhue Huapí, presenta una superficie de ~117 km², una longitud de 34 km, un ancho máximo de 5 km, una altura máxima de 690 msnm y una diferencia de altura máxima de ~300 metros con los depósitos aluviales modernos que la rodean. Su morfología es irregular, con un frente montañoso oriental con sinuosidad de 1.43 y uno occidental con sinuosidad de 1.16. La zona centro-norte presenta las mayores alturas con valores entre 500 y 690 msnm, en el extremo norte la topografía se interrumpe abruptamente con un lineamiento NNO generando una diferencia de altura de ~200 metros. Hacia el sur la estructura pierde altura hasta perderse debajo de los niveles aluviales modernos. El tren estructural de la SS está truncado por otros lineamientos de menor jerarquía de orientación NNO-SSE a NE-SO. En el extremo sur solamente se reconoce el desarrollo del flanco occidental del pliegue.

La red de drenaje de la estructura se obtuvo a partir del mapeo de 6741 cauces fluviales, para los cuales se estableció el orden del cauce, la longitud y la pendiente asociada. La estructura muestra una densidad de cauces que disminuye de norte a sur, en concordancia con la reducción de la topografía. Al mismo tiempo los cauces de mayor orden se encuentran en la zona centro-norte. La estructura no refleja asimetría en las características de los cauces en relación a los flancos del pliegue. Localmente, los lineamientos oblicuos al eje de la sierra se vinculan a valles anómalos con diferencias de altura que oscilan entre 130 y 190 metros, en los que se distorsionan los patrones generales de las redes de drenaje. La correlación del número de cauce respecto al orden del cauce arroja un valor muy elevado con tendencia negativa

($y=27149^{-1.56x}$ $R^2: 0.989$). Por otro lado, la correlación entre la longitud del cauce y el orden del cauce es positiva ($y=68.26^{0.709x}$ $R^2: 0.95$). La distribución intercuartil (25%-75%) de la longitud de los distintos órdenes de cauces evidencia un incremento importante al aumentar el orden del cauce, pasando de valores entre 62 metros - 127 metros para los cauces de primer orden hasta 509 metros - 3187 metros para los cauces de quinto orden.

El núcleo de la morfoestructura SS está constituido por depósitos de la Formación Castillo y sus flancos definidos por la Formación Bajo Barreal. El lineamiento del extremo norte corresponde a la falla del Cerro Chenques de azimuth 126°, interpretada como una falla de desplazamiento lateral sinestral por Barcat *et al.* (1984). Esta falla expone unidades del núcleo de la estructura representadas por las formaciones más antiguas del Grupo Chubut (Formaciones Pozo D-129 y Matasieta). En las exposiciones del Cerro Chenques todas las unidades del Grupo Chubut se encuentran en concordancia y pueden formar parte de pliegues apretados de menor orden en proximidad del lineamiento mencionado, relaciones que se contraponen a las discordancias progresivas interpretadas por Gianni *et al.* (2015). La falla de desplazamiento lateral del Cerro Chenques en subsuelo se correlaciona con una falla normal invertida con inclinación al norte que afecta a un depocentro neocomiano, y que no se manifiesta en superficie.

En la SS se reconocen ocho lineamientos oblicuos al eje de la estructura, algunos de estos definen desplazamientos dextrales y sinestral del eje del pliegue principal. La distorsión del flanco oriental del pliegue en la posición de los lineamientos puede coincidir con el contacto de las formaciones Castillo y Bajo Barreal. De esta forma, también se interpretan movimientos verticales vinculados a los lineamientos. El extremo sur de la SS se define como un límite neto entre afloramientos de la Formación Castillo y la planicie aluvial moderna. Este último lineamiento se interpreta como una falla inversa que secciona el flanco occidental del pliegue de inversión.

La estructura de SS se vincula a la inversión de una falla normal de azimuth general 193° y bloque bajo al este. La complejidad de la morfoestructura es consecuencia de la interacción de dicha falla principal con estructuras secundarias oblicuas. Las fallas secundarias se interpretan como fallas de liberación (*release faults*) vinculadas a la variación de la extensión de la falla principal a lo largo del rumbo. La disminución del ancho de la sierra y de su elevación hacia el sur evidencian la disminución del grado de inversión en dicha dirección. Al mismo tiempo, los lineamientos que seccionan la sierra habrían bloqueado parcialmente el crecimiento del pliegue de inversión. En este esquema, el movimiento vertical de los bloques sería consecuencia del movimiento extensional previo a la inversión, sin descartar su posterior reactivación. Por

su lado, el desplazamiento lateral del eje del pliegue de SS en esos lineamientos evidencia que la inversión tectónica habría sido consumida con movimientos combinados. La falla del Cerro Chenques en el límite norte de SS se interpreta como una falla normal principal oblicua a la falla que originó la SS, su análisis cinemático expone la partición de la deformación durante la inversión de estructuras NNO-SSE en el ámbito de la FPSB. El sector sur de la sierra se vincula a una falla inversa que responde a la variación del rechazo normal a lo largo del rumbo. En ese contexto la menor extensión hacia el tipo de la estructura habría favorecido el desarrollo de una cinemática inversa, mientras que en la zona central de la sierra la falla es ciega, sin cortar el pliegue de inversión. En resumen, se propone que la construcción del pliegue de inversión de SS fue condicionado por las estructuras extensionales secundarias pre-inversión y por la variación del desplazamiento extensional a lo largo del rumbo. La diferencia en los rumbos de la falla responsable de SS y la falla del Cerro Chenques evidencia un esquema extensional oblicuo durante el Cretácico. Esta relación demuestra el control de la fábrica extensional en el estilo de la inversión tectónica positiva.

Referencias

- Allard, J.O., Sánchez, F. y Rodríguez, A. 2014. Geomorfología tectónica en la sierra de San Bernardo: comparación entre el anticlinal del Codo del Senguer y de Península Baya. 19° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 454-455, Córdoba.
- Barcat, C., Cortiñas, J.S., Nevistic V.A., Stach, N.H. y Zucchi, H.E. 1984. Geología de la región comprendida entre los Lagos Musters-Colhué Huapí y la Sierra Cuadrada, Departamentos Sarmiento y Paso de Indios, Provincia del Chubut. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 263-282, Buenos Aires.
- Giacosa, R. y Paredes, J.M. 2008. La sierra de San Bernardo. Secretos del subsuelo. Anales. Servicio geológico minero argentino. (SEGEMAR) 46, 2, 719.
- Homovic, J.F., Conforto, G.A., Lafourcade, P.A. y Chelotti, L.A. 1995. Foldbelt in the San Jorge Basin, Argentine: an example of tectonic inversion. En Buchanan, J.G., Buchanan, P.G. (Eds.) Basin Inversion. Special Publication, vol. 88. Geological Society of London, 235-248.
- Gianni, G., Navarrete, C., Orts, D., Tobal, J., Folguera, A. y Giménez, M. 2015. Patagonian broken foreland and related synorogenic rifting: The Origin of the Chubut Group Basin. Tectonophysics 649: 81-99.
- Paredes, J.M. 2009. Sedimentary evolution of the Golfo San Jorge basin, Central Patagonia, Argentina. En: Ibañez, L.M., Moyano, M.S., Aceñolaza, G.F. (Eds.) Argentinean Fluvial Basins: Ancient and Present Day Examples. Excursion Guide Book, 9th International Conference on Fluvial Sedimentology, Basin Analysis Series: 187-275, San Miguel de Tucumán.

¿DEFORMACIÓN TRANSPRESIVA EN EL SECTOR ARGENTINO DE LOS ANDES NORPATAGÓNICOS?

Florencia Bechis¹, Marco Sobol², Ignacio Mizerit², Sergio Voglino², Donald Bran³

¹ Instituto de Investigaciones en Diversidad Cultural y Procesos de Cambio (IIDyPCa), CONICET - Universidad Nacional de Río Negro, Mitre 630, CP 8400, San Carlos de Bariloche, Argentina. E-mail: florbechis@gmail.com

² Universidad Nacional de Río Negro, Sede Alto Valle y Valle Medio, General Roca, Argentina.

³ Instituto de Investigaciones en Biodiversidad y Medio Ambiente (INIBIOMA), CONICET - Universidad Nacional del Comahue.

En este trabajo se presentan nuevos datos estructurales del sector o dominio central de la faja plegada y corrida de los Andes Norpatagónicos entre los 41° y 41°15'S. Este sector de la cordillera cuenta con escasos antecedentes estructurales, debido principalmente a su difícil acceso, a una cubierta boscosa importante, y a la litología predominante de rocas metamórficas y plutónicas, que dificulta el reconocimiento de estructuras andinas.

Se realizaron tareas de campo durante las cuales se relevó el área limitada aproximadamente por los lagos Nahuel Huapi, Mascardi y Gutiérrez, al suroeste de la ciudad de San Carlos de Bariloche. También se relevó la ladera oriental de los cerros Ventana, Ñireco y Challhuaco, al sur de la misma localidad. Se realizó un mapeo geológico y estructural general, se identificaron fallas mayores y menores, y se realizaron mediciones de indicadores cinemáticos. Los datos cinemáticos fueron analizados preliminarmente utilizando el programa FaultKin (Marrett y Allmendinger 1990).

En este segmento andino, la faja plegada y corrida puede dividirse en tres grandes sectores o dominios: occidental, central y oriental. En el dominio occidental, volcanes activos de la Zona Volcánica del Sur se alinean a lo largo de la zona de falla Liquiñe Ofqui. Esta es una estructura de primer orden caracterizada por lineamientos, fallas y zonas de cizalla dúctil de rumbo general N a NNE y cinemática dextral desde el Plioceno al Reciente (Laveno y Cembrano 1999). El dominio central muestra un estilo estructural de piel gruesa, con grandes bloques de basamento levantados por fallas inversas de despegue profundo (Ramos y Cortés 1984, Kley et al. 1999, Giacosa y Heredia 2004). En los dominios occidental y central, una importante exhumación ha expuesto rocas metamórficas paleozoicas y rocas volcánicas y sedimentarias jurásicas, las cuales forman la roca de caja de los intrusivos mesozoicos a neógenos del Batolito Patagónico Norte. En el dominio oriental, rocas volcánicas y sedimentarias cenozoicas se observan intensamente deformadas por pliegues y corrimientos someros, mostrando un estilo estructural de piel fina (Bechis 2004, Giacosa et al. 2005).

El límite entre los dominios central y oriental de la faja plegada y corrida está marcado por la falla inversa Catedral (González Bonorino y González Bonorino 1978), que pone en contacto el basamento plutónico y metamórfico con rocas volcánicas oligocenas a miocenas de la Formación Ventana. Esta falla muestra un rumbo NNO hacia el sur, y se curva a una dirección NO a la latitud de la zona de estudio, lo que fue interpretado como debido al control de anisotropías previas (Bechis y Cristallini 2006). Al este del lago Gutiérrez, datos cinemáticos de esta falla indican una componente inversa con máximo acortamiento hacia el NE, similar a lo reportado previamente por Diraison et al. (1998). Fallas menores medidas en estratos de la Formación Ventana, en el bloque bajo de la falla, también indican acortamiento NE, y una componente oblicua sinistral. En los alrededores del refugio San Martín y la laguna Jacob se identificaron fallas menores de orientación NNO a NO y cinemática inversa, en algunos casos con una leve componente oblicua sinistral, las cuales podrían estar asociadas a fallas inversas mayores interpretadas por Giacosa y Heredia (2004) en esa misma zona.

En el área limitada por el brazo Tristeza y los lagos Moreno, Gutiérrez y Mascardi, se identificó una serie de finos lineamientos de orientación NNE a ENE a partir del análisis de imágenes satelitales. Algunos parecen coincidir con lineamientos estructurales esbozados por Greco (1975). Varios de estos lineamientos fueron relevados en el campo, donde generalmente forman estrechas quebradas rectilíneas. Se pudo comprobar que corresponden a fallas de marcada cinemática transcurrente dextral, y se midieron indicadores cinemáticos en la laguna Témpanos, el arroyo Navidad, y el Filo de los Cristales. Estas estructuras afectan a rocas metamórficas paleozoicas, en algunos casos parecen estar truncados por el contacto intrusivo con los granitos miocenos (laguna Azul), y en otros casos cortan a estos mismos intrusivos (cerro López y Filo de los Cristales). Observaciones preliminares sugieren que incluso la falla Catedral se encuentra desplazada por una de estas estructuras en la zona del cerro López.

Los resultados presentados son preliminares y se espera contar con nuevas observaciones de campo que permitan confirmar la edad relativa de las diferentes estructuras. Sin embargo, de acuerdo a las relaciones de corte descritas, se interpreta tentativamente que estas estructuras son posiblemente coetáneas y que fueron formadas durante la última fase de acortamiento de este segmento andino, acotado al Mioceno medio a tardío en el dominio oriental (Bechis et al. 2015). La orientación y cinemática de las estructuras observadas es consistente con un modelo de deformación transpresiva similar al propuesto por Diraison et al. (1998) para el sector argentino de los Andes Norpatagónicos en base a mediciones de fallas menores. Un modelo similar también fue propuesto por Rosenau et al. (2006) para la deformación de la zona de intra-arco

entre los 38° y 42°S, en el dominio occidental. Los nuevos datos presentados sugieren que esta cinemática transpresiva también caracterizó la deformación neógena del dominio central de los Andes Norpatagónicos a estas latitudes.

Referencias

- Bechis, F. 2004. Geología y estructura del sector medio de los ríos Ñirihuau y Pichi Leufú, Provincia de Río Negro. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires. 121 p.
- Bechis, F. y Cristallini, E.O. 2006. Inflexiones en estructuras del sector norte de la faja plegada y corrida de Ñirihuau, provincia de Río Negro. Asociación Geológica Argentina, Serie D 9: 18-25.
- Bechis, F., Encinas, A., Valencia, V.A. y Ramos, V.A. 2015. Analyzing the transition from extension to contraction at the North Patagonian Andes. XIV Congreso Geológico Chileno, La Serena. 4 p.
- Diraison, M., Cobbold, P.R., Rosello, E.A. y Amos, A.J. 1998. Neogene dextral transpression due to oblique convergence across the Andes of northwestern Patagonia, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 11: 519-532.
- Giacosa, R. y Heredia, N. 2004. Structure of the North Patagonian thick-skinned fold-and-thrust belt, southern central Andes, Argentina (41°-42°S). *Journal of South American Earth Sciences* 18: 61-72.
- Giacosa, R.E., Afonso, J.C., Heredia, N. y Paredes, J. 2005. Tertiary tectonics of the sub-Andean region of the North Patagonian Andes, southern central Andes of Argentina (41-42°30'S). *Journal of South American Earth Sciences* 20: 157-170.
- González Bonorino, F. y González Bonorino, G. 1978. Geología de la región de San Carlos de Bariloche: un estudio de las formaciones terciarias del Grupo Nahuel Huapi. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 33(3): 175-210.
- Greco, R. 1975. Descripción geológica de la Hoja 40a, Monte Tronador, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, (inédito). Buenos Aires.
- Kley, J., Monaldi, C.R. y Salfity, J.A. 1999. Along-strike segmentation of the Andean foreland: causes and consequences. *Tectonophysics* 301: 75-94.
- Lavenue, A. y Cembrano, J. 1999. Compressional- and transpressional-stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in fore arc and intra-arc zones (Andes of Central and Southern Chile). *Journal of Structural Geology* 21: 1669-1691.
- Marrett, R. y Allmendinger, R.W. 1990. Kinematic analysis of fault-slip data. *Journal of Structural Geology* 12(8): 973-986.
- Ramos, V.A. y Cortés, J.M. 1984. Estructura e Interpretación Tectónica. In: Ramos, V.A (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro*. 9th Congreso Geológico Argentino, Relatorio I -12: 317-346. San Carlos de Bariloche.
- Rosenau, M., Melinck, D. y Echtler, H. 2006. Kinematic constraints on intra-arc shear and strain partitioning in the southern Andes between 38°S and 42°S latitude. *Tectonics* 25, TC4013.

EVIDENCIAS DE ACTIVIDAD TECTÓNICA NEÓGENA EN EL ANTEPAÍS FRAGMENTADO PATAGÓNICO, NOROESTE DE CHUBUT.

Joaquín Bucher¹, Juan Franzese¹, Andrés Bilmes², Leandro D'Elia¹, Manuel López¹, Micaela García¹

¹ Centro de Investigaciones Geológicas (CIG, CONICET-UNLP). Calle 1 N°644, La Plata, Buenos Aires.

² Centro Nacional Patagónico - CENPAT - (CONICET), Puerto Madryn, Chubut, Argentina.

El antepaís patagónico posee una morfología estructural modelada en gran medida por la reactivación e inversión de estructuras preexistentes durante tiempos neógenos. Se caracteriza por un conjunto de serranías elongadas en sentido N-S y NO-SE (Sierras de Taquetrén, de Colan Conhué y de Cutan Cunué, entre otras), las cuales delimitan cuencas intermontanas, algunas de ellas endorreicas (Pampa de Agnia, Bajos de Gastre y Gan Gan, entre otros). Esta configuración morfoestructural ha sido interpretada como un antepaís fragmentado (*broken foreland*), generado por deformación contraccional en épocas pre-neógenas (Folguera y Ramos 2011) y miocenas (Bilmes *et al.* 2013).

En los alrededores de la localidad de Paso del Sapo, noroeste de la provincia de Chubut, se identificaron distintos depocentros con relleno volcánicoclastico y volcánico de edad miocena, correspondiente a las Formaciones La Pava, Collón Cura y Mirador. Estos depocentros se encuentran vinculados a la falla principal de la Sierra de Taquetrén, que afecta a la misma en su borde occidental (Figura 1a). Esta estructura corresponde a una falla inversa de alto ángulo con vergencia occidental, producto de la inversión de una falla normal mesozoica (Figari 2005), e interpretada como una estructura mayor del antepaís.

En algunos de estos depocentros miocenos se reconocieron evidencias de deformación en la base de la Formación Collón Cura representadas por a) fallas y pliegues menores asociados a la estructura principal de la Sierra de Taquetrén, y b) estratos de crecimiento sintectónicos limitados por discordancias progresivas (Figura 1b). En otro depocentro se reconocieron evidencias de deformación en la sección superior de la Formación Mirador, representadas por fallas inversas de bajo ángulo que afectan a niveles volcánicos y volcánicoclasticos (Figura 1c).

Las evidencias de deformación existentes en la base de la Formación Collón Cura son similares a las descritas por Bilmes *et al.* (2013) para los mismos niveles estratigráficos ubicados al norte del área analizada. Esto reafirma la gran influencia que ha tenido el evento de deformación del Mioceno Medio en la estructuración y configuración actual del Antepaís Fragmentado Patagónico. La presencia de niveles deformados en la sección superior de la Formación

Mirador indicaría un evento de deformación neógeno más moderno. Las evidencias de deformación sugieren entonces la existencia de más de un evento de deformación en este sector del antepaís para tiempos neógenos. En este contexto, cabe señalar que para zonas más proximales del antepaís, distintos eventos de deformación ya han sido descritos para tiempos miocenos (Ramos 2015).

Se realizarán nuevos análisis tectónicos y estratigráficos en la zona de estudio, que incluyen detallados estudios estructurales, sedimentológicos, volcanológicos, y geocronológicos de las unidades neógenas afectadas por la deformación andina, con expectativas de generar una mejor caracterización y comprensión de la evolución dinámica del Antepaís Fragmentado Patagónico. (Siguiendo página Figura1)

Referencias

Bilmes, A., D' Elia, L., Franzese, J.R., Veiga, G.D., Hernández, M. 2013. Miocene block uplift and basin formation in the Patagonian foreland: the Gastre Basin, Argentina. *Tectonophysics* 601: 98–111.

Figari, E. 2005. Evolución tectónica de la cuenca de Cañadón Asfalto (zona del Valle Medio del Río Chubut). Tesis doctoral, 106 pp. Universidad Nacional de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales.

Folguera, A. y Ramos, V.A. 2011. Repeated eastward shifts of arc magmatism in the Southern Andes: a revision to the long-term pattern of Andean uplift and magmatism. *Journal of South American Earth Sciences*. 32: 531–546.

Ramos, M. 2015. Controles tectónicos de las principales secuencias volcano-sedimentarias del Cenozoico en la Cordillera Nordpatagónica. Tesis doctoral, 163 pp. Universidad Nacional de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales.

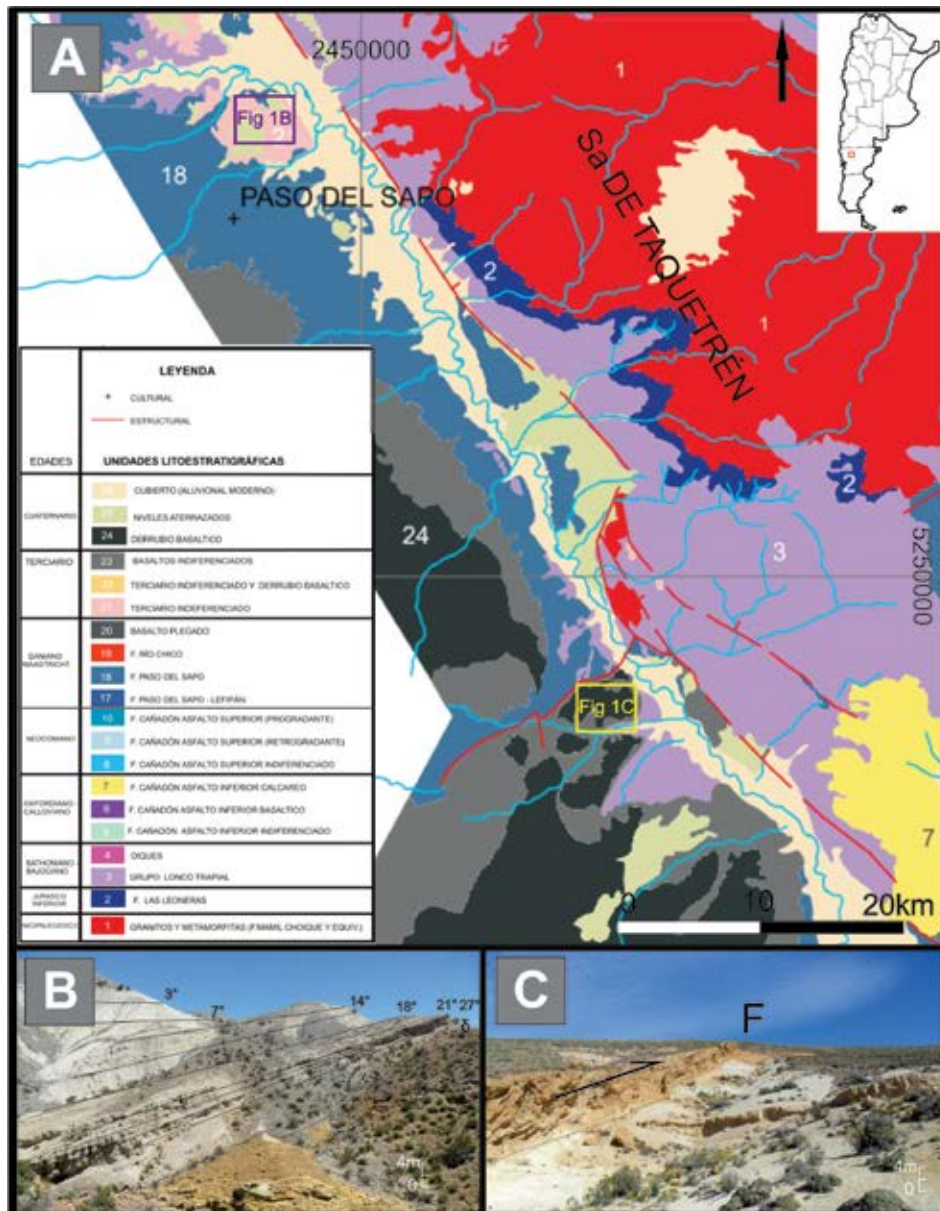


Figura 1. a) Mapa geológico del área de estudio (Figari 2005). En recuadros se señala la ubicación de B y C. b) Estratos de crecimiento miocenos en la sección inferior de la Formación Collón Cura. c) Fallas inversas en la sección superior de la Formación Mirador (F).

EVIDENCIAS MESO Y MICROESTRUCTURALES DE UNA FAJA MILONÍTICA REGIONAL EN EL MONTE OLIVIA, TIERRA DEL FUEGO: IMPLICANCIAS PARA LA EVOLUCIÓN TECTÓNICA DE LOS ANDES FUEGUINOS

Sebastián J. Cao¹, Pablo J. Torres Carbonell¹, M. Cristina Frisicale² y Luis V. Dimieri²

¹ Centro Austral de Investigaciones Científicas (CADIC-CONICET). Bernardo A. Houssay 200, 9410 Ushuaia. sebacao@cadic-conicet.gob.ar

² Instituto Geológico del Sur (INGEOSUR), Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur.

En el área entre el Lago Fagnano y el Canal Beagle (Tierra del Fuego), afloran rocas metasedimentarias y metavolcánicas de las Formaciones Lemaire (Jurásico Tardío) y Yahgán (Cretácico Temprano), deformadas durante el cierre de una cuenca de retroarco en el Cretácico Tardío. Los modelos cinemáticos del cierre de la cuenca proponen obducción de fondo oceánico con vergencia Norte y subducción (*underthrusting*) del margen cratónico sudamericano hacia el Sur (Klepeis *et al.* 2010). El metamorfismo regional asociado alcanza en la zona de estudio facies de esquistos verdes. Trabajos previos han propuesto una deformación progresiva no coaxial (cizalla simple) para la zona de estudio (Bruhn 1979), evidenciada por la vergencia generalizada del plegamiento al N y NE, y una lineación de estiramiento inclinada al S y SO. Recientemente se ha interpretado un despegue regional en el entorno del contacto Jurásico-Cretácico responsable de la transferencia de acortamiento desde el núcleo orogénico hacia el antepaís de los Andes Fueguinos (Torres Carbonell y Dimieri 2013).

En el Monte Olivia, Kranck (1932) reconoció una zona milonítica de hasta 3 km de espesor, compuesta de esquistos cuarzo-sericíticos y metabasitas (*greenschist*) con intensa deformación de cizalla. Estas rocas actualmente son asignadas a la Formación Lemaire. En este sector se realizó un mapeo de detalle y se recolectaron 37 muestras para estudios microtectónicos a lo largo de un perfil de 1800 m de longitud (Figura 1).

De NE a SO, los primeros metros del perfil (400 m de espesor) comprenden pizarras y filitas gris oscuras a negras. Desde el punto P al S se observa un paquete de 425 m de espesor de rocas ácidas porfíricas con una conspicua foliación tectónica, y niveles subordinados delgados de rocas básicas foliadas. La parte superior del perfil revela una secuencia de 750 m de espesor de paquetes de rocas básicas porfíricas con desarrollo variable de foliación, intercalados con niveles de pizarras y metabrechas de espesor variable. Desde el punto T hacia el SO afloran pizarras oscuras de la Formación Yahgán.

La foliación tectónica es de rumbo general NO-SE en todo el perfil, y buza al SO con ángulos entre 40° y 70°. Las pizarras y filitas cercanas al punto P exhiben *boudins* en estratos delgados paralelos a la foliación, con lineación promedio 290°/14°; y pliegues en vaina (*sheath folds*) en la laminación sedimentaria que indican un sentido de transporte tectónico hacia el NE. Se observa además una lineación de estiramiento formada por agregados minerales elongados orientada en promedio 207°/41°. Al microscopio las pizarras muestran una foliación continua microdisyuntiva. Cerca del punto P, algunas estructuras de núcleo y manto en porfiroclastos (*mantled porphyroclasts*) de pequeño tamaño sugieren un cierto grado de milonitización.

En las rocas ácidas (metariolitas o metadacitas micáceas) se midieron lineaciones de estiramiento formadas por minerales elongados sobre el plano de foliación, inclinando al SO. Al microscopio presentan texturas miloníticas de desarrollo variable. Las mejor desarrolladas muestran una matriz foliada compuesta principalmente de cuarzo, muscovita y biotita accesoria, ocasionalmente con estructuras S/C. Los porfiroclastos son predominantemente de plagioclasa deformada, con estructuras de núcleo y manto, formando en algunos casos estructuras tipo sigma que indican fallamiento inverso. La recristalización del cuarzo es en general moderada a baja, con *bulging* como proceso dominante. Algunos porfiroclastos de cuarzo preservan texturas volcánicas primarias como senos de corrosión y muestran poca a nula deformación intracrystalina. Macroscópicamente se define una zona con mayor deformación milonítica entre los puntos Q y R, disminuyendo hacia los puntos P y S (Figura 1).

El tramo compuesto por alternancia de rocas básicas y pizarras-metabrechas muestra grados variables de desarrollo de foliación, principalmente en las primeras. Al microscopio éstas varían entre basaltos de textura afieltrada y esquistos verdes (*greenstones*). Entre los minerales metamórficos domina la clorita, formando lentes alargados paralelos a la foliación. En los esquistos verdes la plagioclasa forma porfiroclastos con estructuras de núcleo y manto, y hay una leve reducción de tamaño de grano de la matriz, sugiriendo cierto grado de milonitización.

Las pizarras oscuras de la Formación Yahgán muestran foliación paralela al plano axial de los pliegues macroscópicos de clases 1C a 3, cerrados a apretados y con vergencia al NE. Al microscopio la foliación es continua microdisyuntiva, con abundante material opaco insoluble en los planos de clivaje. En los microlitones se observan sombras de presión (*strain fringes*) de clorita (principalmente), y recristalización leve de los finos clastos detríticos de plagioclasa, fragmentos de andesita, y cuarzo minoritario que componen el protolito fangolítico.

Nuestro trabajo corrobora la presencia de la zona milonítica mencionada por Kranck (1932), pero acotada a la Formación Lemaire y con mejor desarrollo en las

facies ácidas de la misma. Es posible que esta zona de cizalla sea contemporánea con el metamorfismo regional durante la cizalla simple interpretada por Bruhn (1979). Al no corroborarse en el campo la presencia de un despegue en la base del Cretácico, se plantean dos hipótesis alternativas: A) que la zona milonítica corresponda a la rampa de un despegue en niveles estratigráficos superiores (no expuestos en la zona) y B) que la mayor predominancia de cuarzo y una matriz volcánica ácida en las metariolitas-metadacitas de la Formación

Lemaire propicien la cizalla dúctil y consiguiente localización del despegue en esa unidad, el cual en la zona estudiada no ha cortado secuencia arriba a las rocas más resistentes, con poco o nulo cuarzo, como los basaltos y pizarras sobreyacentes.

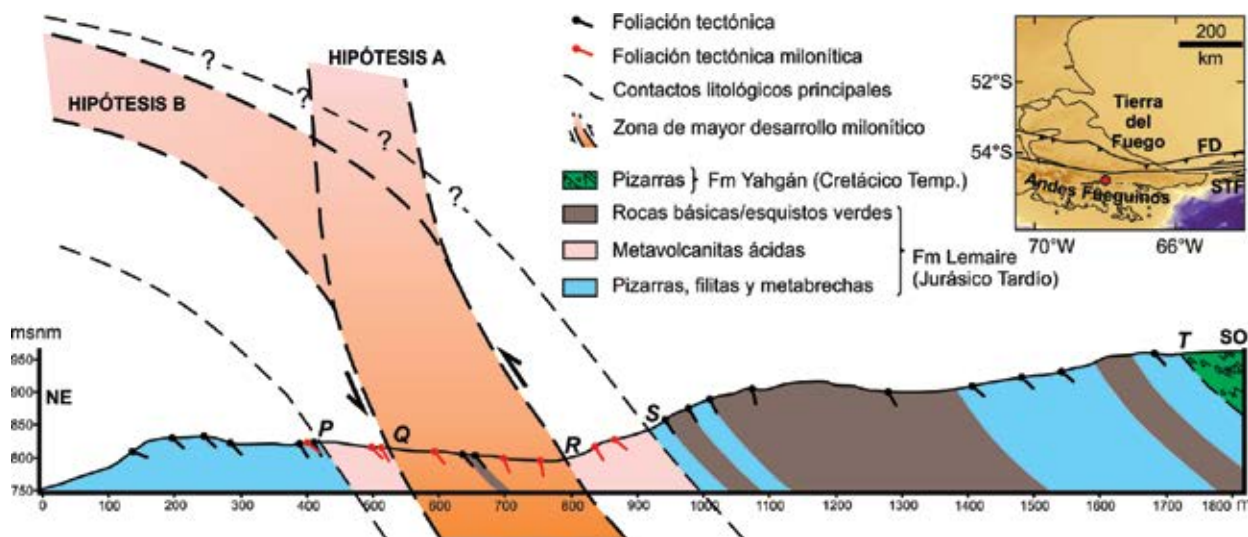


Figura 1. Perfil estudiado. La interpretación de los contactos entre principales paquetes estratigráficos define una antifirma hacia el NE. Se indican las dos posibles geometrías de la zona milonítica. El punto rojo en el mapa regional indica la zona de estudio. STF: sistema de falla transformante Fagnano; FD: Frente de deformación.

Referencias

Bruhn, R.L. 1979. Rock structures formed during back-arc basin deformation in the Andes of Tierra del Fuego. *Geological Society of America Bulletin* 90: 998-1012.

Klepeis, K.A., Betka, P., Clarke, G., Fanning, M., Hervé, F., Rojas, L., Mpodozis, C. y Thomson, S. 2010. Continental underthrusting and obduction during the Cretaceous closure of the Rocas Verdes rift basin,

Cordillera Darwin, Patagonian Andes. *Tectonics* 29: TC3014.

Kranck, E.H. 1932. Geological investigations in the Cordillera of Tierra del Fuego. *Acta Geographica Societas Geographica Fenniae* 4: 1-231.

Torres Carbonell, P.J. y Dimieri, L.V. 2013. Cenozoic contractional tectonics in the Fuegian Andes, southernmost South America: a model for the transference of orogenic shortening to the foreland. *Geologica Acta* 11: 359-370.

EVIDENCIAS DE DEFORMACIÓN CONTRACCIONAL MULTI-EPISÓDICA EN EL ANTEPAÍS FRAGMENTADO PATAGÓNICO A LA LATITUD DE PIEDRA DEL ÁGUILA, PROVINCIA DEL NEUQUÉN

**Leandro D'Elia¹, Juan Franzese¹, Andrés Bilmes²,
Micaela García¹, Mariano Hernández¹, Nicolás
Scivetti¹, Joaquín Bucher¹, Manuel López¹ y
Mariana Monti¹**

¹ Centro de Investigaciones Geológicas – CIG - (CONICET-UNLP). Idelia@cig.museo.unlp.edu.ar

² Centro Nacional Patagónico – CENPAT - CONICET

En los últimos años, el estudio de la evolución neógena de los Andes Norpatagónicos muestra que la deformación andina avanzó progresivamente hacia la región extra-andina, tomando la forma de un antepaís fragmentado (Antepaís Fragmentado Patagónico; Bilmes *et al.* 2013), donde las evidencias de deformación contraccional para el Mioceno fueron registradas hasta 500 km al Este de la trinchera. La construcción del relieve tectónico y la generación de cuencas intermontanas durante el Cenozoico tardío, a través de uno o más episodios de deformación, han sido acotados al Mioceno-Plioceno (García Morabito y Ramos 2012, Orts *et al.* 2012, Bilmes *et al.* 2013, Ramos *et al.* 2014, Gianni *et al.* 2015). En este trabajo se presenta un panorama de la evolución estructural del depocentro neógeno de Piedra del Águila, con el fin de analizar la progresión de los eventos tectónicos, la respuesta sedimentaria y el control ejercido por las estructuras del basamento pre-neógeno. La zona de estudio se localiza en el sur de la provincia del Neuquén, entre las localidades de Piedra del Águila y Sañicó (Figura 1A), sobre un área dominada por el desarrollo de depocentros iniciales de la Cuenca Neuquina. Desde el punto de vista morfoestructural se ubica en una depresión intermontana desarrollada entre el Macizo de Sañicó y el lineamiento del Río Limay, y constituye una de las depresiones más septentrionales del Antepaís Fragmentado Patagónico. La metodología de trabajo incluyó el mapeo geológico y estructural de detalle y el relevamiento de información estructural en más de 300 sitios puntuales. Los datos estructurales fueron analizados para cada sitio mediante técnicas de proyección estereográfica, y convenientemente retrodeformados con el fin de establecer pautas sobre la cinemática de la deformación que generó y controló al depocentro.

La depresión intermontana posee una forma triangular, de unos 10 km de ancho, desarrollada entre el Alto del Cerro Roth (Figura 1A y 1B), de orientación N-S, constituido por sedimentitas mesozoicas y basaltos miocenos; y el Alto de Piedra del Águila, de orientación NE-SW, conformado por rocas mesozoicas asociadas al inicio de la Cuenca Neuquina y

sedimentitas eocenas. Las unidades miocenas que conforman el relleno de la depresión tectónica están integradas por las rocas volcanoclásticas y volcánicas de la Formación La Pava y la Formación Collón Curá. La Formación La Pava puede ser subdividida en dos secuencias discordantes entre sí, mientras que la Formación Collón Cura también se encuentra discordante sobre las unidades infrayacentes.

La sucesión miocena se encuentra cubierta por los basaltos pliocenos que conforman un relieve mesetiforme.

Los bordes de la depresión tectónica corresponden a estructuras mesozoicas invertidas, asociadas a nuevas estructuras contraccionales neógenas (Figura 1A). El Alto del Cerro Roth (borde Oeste) está generado por la inversión tectónica de un hemigraben de la Cuenca Neuquina, de rumbo N-S (Figura 1A). Este sistema involucra a las sedimentitas mesozoicas dentro de un pliegue de propagación de falla regional, de orientación N-S, con estructuras de atajo desarrolladas en el frente del limbo oriental. El Alto de Piedra del Águila, que constituye el borde Este de la cuenca, corresponde a otro sistema de fallas inversas que constituyen reactivaciones de estructuras iniciales de la Cuenca Neuquina. Este sistema se caracteriza por una falla principal de rumbo NE-SW con inclinación al NW, la cual invierte y deforma por tectónica de contrafuerte al relleno de hemigraben de un depocentro inicial de la Cuenca Neuquina, generando nuevas fallas inversas antitéticas a la falla principal (Figura 1A). La deformación del relleno neógeno se relaciona de diferentes formas con las estructuras de borde de la cuenca intermontana (Figura 1B). La sección inferior de la Formación La Pava tiene un carácter sin-tectónica con la estructuración andina inicial y se encuentra truncada por las fallas de borde, desarrollando discordancias progresivas asociadas a estratos de crecimiento de geometría cuneiforme (Figura 1C). La sección superior de la Formación La Pava es post-cinemática con respecto a la deformación inicial, cubre a los altos de la sección inferior y agrada progresivamente sobre las estructuras de borde (Figura 1C). Un segundo episodio tectónico generó la deformación interna de la depresión intermontana afectando a la Formación La Pava. Fallas emergentes afectan a la Sección Inferior de la Formación La Pava conformando pliegues forzados en la sección superior de esta unidad, con orientaciones principales N-S y NE-SW (Figura 1B). Los pliegues son suaves y simétricos, con longitudes de onda de entre 0,5 km a 1 km. Los depósitos de la Formación Collón Curá se depositaron inicialmente en los sinclinales de los pliegues generados en la Formación La Pava y posteriormente agradaron por sobre todos los rasgos estructurales (Figura 1D). En algunos casos, existen evidencias de depositación sin-tectónica en la base de la Formación Collón Cura, asociada al sistema de plegamiento descripto.

El depocentro neógeno de Piedra del Águila se generó a través de la inversión de estructuras previas mesozoicas, con un estilo de tectónica de bloques controlada por la fábrica penetrativa del basamento, que condicionó tanto los sistemas de fallas de borde, como las estructuras internas que deformaron a la sucesión neógena. La estructuración se originó durante el Mioceno y tuvo un carácter multi-episódico. La deformación en esta zona extra-andina donde los depósitos miocenos son delgados se muestra con un

control multidireccional ejercido por la estructura del basamento. Las discordancias progresivas resultan de la interferencia simultánea entre la sedimentación, erosión y procesos tectónicos. Trabajos futuros prevén abordar la evolución cinemática a través de modelos 3D de afloramiento de las discordancias progresivas y el análisis geocronológico de la deformación para este sector del Antepaís fragmentado patagónico.

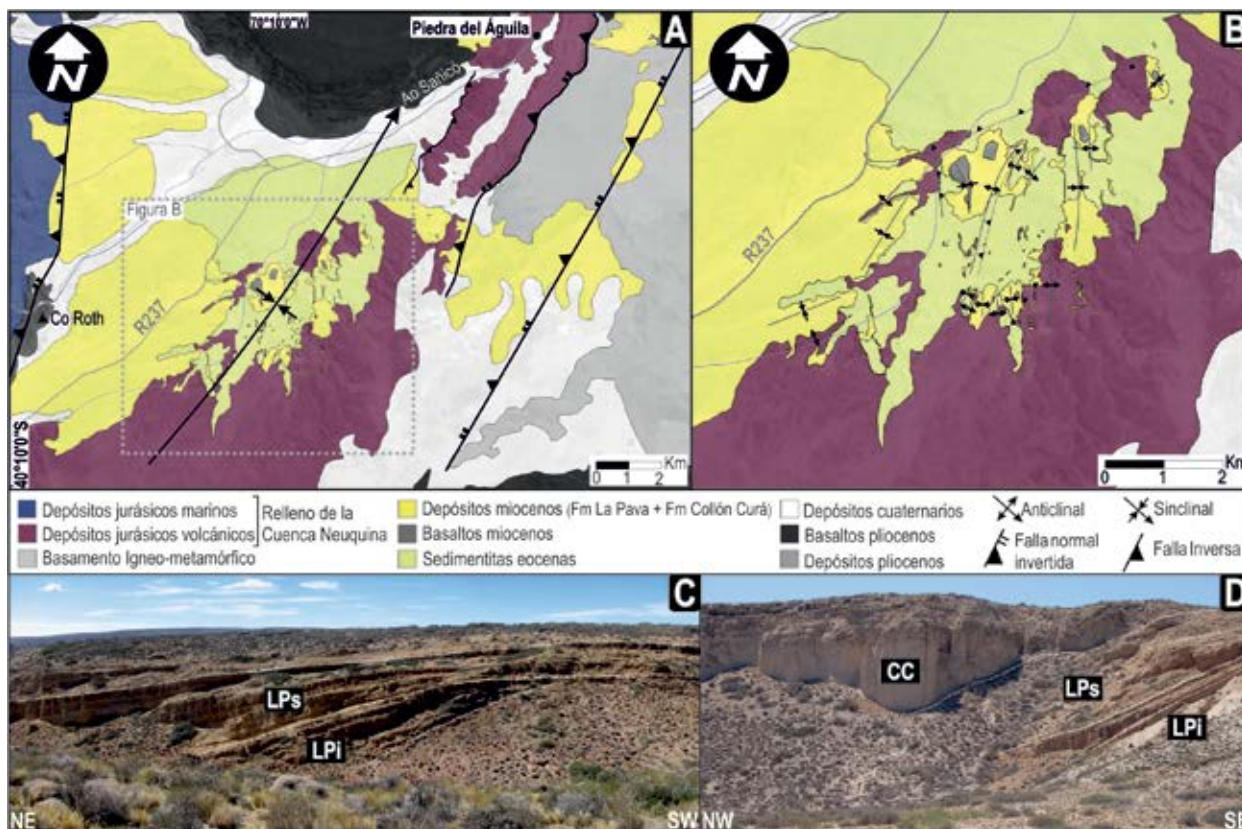


Figura 1. (A) Mapa geológico de la zona de estudio. (B) Mapa geológico de detalle la zona de estudio. (C) Discordancias progresivas y estratos de crecimiento en la Formación La Pava (LPI, sección inferior; LPs, sección superior). (D) Depósitos post-tectónicos de la Formación Collón Curá.

Referencias

- Bilmes, A., D'Elia, L., Franzese, J.R., Veiga, G.D. y Hernández, M. 2013. Miocene block uplift and basin formation in the Patagonian foreland: The Gastre Basin, Argentina. *Tectonophysics* 601: 98–111.
- García Morabito, E. y Ramos, V.A. 2012. Andean evolution of the Aluminé fold and thrust belt, Northern Patagonian Andes (38°30'–40°30'S). *Journal of South American Earth Sciences* 38: 13–30.
- Gianni, G., Navarrete, C., Orts, D., Tobal, J., Folguera, A. y Giménez, M. 2015. Patagonian broken foreland and related synorogenic rifting: The origin of the Chubut Group Basin. *Tectonophysics* 649: 81–99.
- Orts, D.L., Folguera, A., Encinas, A., Ramos, M., Tobal, J. y Ramos, V.A. 2012. Tectonic development of the North Patagonian Andes and their related Miocene foreland basin (41°30'–43°S). *Tectonics* 31: TC3012. DOI:10.1029/2011tc003084.
- Ramos, M., Folguera, A., Fennell, L., Giménez, M., Litvak, V.D., Dzierma, Y. y Ramos, V.A. 2014. Tectonic evolution of the North Patagonian Andes from field and gravity data (39 E 40 S). *Journal of South American Earth* 51: 59–75.

VOLCANISMO MESOZOICO DE LOS ANDES NORPATAGÓNICOS, NORTE DE CHUBUT (43° S): RELACIONES TECTÓNICAS Y PULSOS DE CONSTRUCCIÓN ANDINA

Andrés Echaurren¹, Verónica Oliveros², F. Ibarra¹ y Andrés Folguera¹

¹ Instituto de Estudios Andinos, Conicet-Universidad de Buenos Aires. aechaurren@gl.fcen.uba.ar

² Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción, Chile

En el margen norte de Patagonia afloran unidades plutónicas y volcánicas-volcanoclásticas representativas de un arco magmático activo desde principios del Mesozoico. Las primeras corresponden al Batolito Norpatagónico, suites calcoalcalinas de subducción con pulsos discontinuos de emplazamiento Jurásico-Mioceno y fase principal en Cretácico Inferior-Superior (ej. Pankhurst *et al.* 1999). Las secuencias volcánicas del Jurásico, Formaciones Ibáñez (Chile) y Lago La Plata (Argentina) (Heim 1940, Ramos 1981), y del Cretácico Inferior, el Grupo Divisadero (Haller y Lapido 1982), se distribuyen en una franja de orientación ~ NS entre 41-47° S; entre ambas hay secuencias sedimentarias neocomianas del Grupo Coyhaique, parte del extremo norte de la Cuenca Austral (ej. Suárez *et al.* 2009a) (Figura 1A). El volcanismo mesozoico posee un carácter bimodal con afinidad geoquímica de subducción (ej. Bruce 2001), mientras que el Grupo Coyhaique son depósitos marinos someros y de plataforma deltaica en una cuenca de intra-arco (Bell y Suárez 1997). El magmatismo jurásico en Patagonia abarca desde el margen Atlántico al Pacífico, agrupado en eventos de distinto origen y distribución: i) Jurásico Inferior, volcanismo riolítico en el Macizo Norpatagónico (Formación Marifil, 188 -178 Ma; "V1" de Pankhurst *et al.* 2000) y plutonismo básico del Batolito Subcordillerano al SW del macizo (Rapela *et al.* 2005), ii) Jurásico Medio, ignimbritas riolíticas Formación Chon Aike en Macizo del Deseado y volcanismo intermedio de Formación Lonco Trapial en la Patagonia Central (172-162 Ma; "V2" de Pankhurst *et al.* 2000), iii) Jurásico Superior, volcanismo synrift de subducción en margen andino, con las formaciones El Quemado y Tobífera (157-152 Ma; "V3" de Pankhurst *et al.* 2000) como arco activo en Patagonia Austral (~47° S hasta Tierra del Fuego) y correlacionables a la Formación Ibáñez y Lago La Plata. Dataciones U-Pb de éstas últimas en la región de Aysén en Chile (45-46° S) la restringen al intervalo ~ 153-136 Ma (Pankhurst *et al.* 2003, De la Cruz y Suárez 2008, Suárez *et al.* 2009^a, Poblete *et al.* 2014). Mientras que el Grupo Coyhaique posee una edad neocomiana determinada principalmente por su contenido fosilífero, el Grupo Divisadero posee edades U-Pb del Aptiano-Albiano (~118-101 Ma; Pankhurst *et al.* 2003, Suárez *et al.* 2009b).

Aproximadamente a los 43°S, en las inmediaciones de Futaleufú en Chile y Trevelín en Argentina (Figura 1A), afloran estas secuencias. En el Cordón de Las Pirámides (Figura 1A), se observaron paquetes calcáreos del Gr. Coyhaique en discordancia angular bajo el Gr. Divisadero (Figura 1C), esta sección se encuentra en contacto por falla con el Cordón Situación adyacente al este, donde un retrocorrimiento de vergencia occidental alza secuencias volcánicas de la Formación Lago La Plata. Se identificaron geometrías de synrift en las volcánicas jurásicas y la misma discordancia angular bajo el Gr. Divisadero. En el Cordón de los Galeses (Figura 1A), se identificó en su pared sur un hemigraben que controla el espesor de las rocas volcánicas jurásicas (Figura 1B), mientras que su pared norte se evidencia un proceso de inversión tectónica, donde los paquetes volcánicos jurásicos sobreyacen por medio de un corrimiento a las secuencias fosilíferas neocomianas; el Gr. Divisadero cubre en discordancia angular estas secciones. De esta manera, se identificó un régimen sinextensional para la Formación Lago La Plata y un pulso contraccional post-Gr. Coyhaique y pre-Gr. Divisadero. En este mismo sector, Ghiara *et al.* (1999) señalan fuentes magmáticas con mayor grado de participación cortical en el volcanismo cretácico con respecto al jurásico, además de proveer una edad radiométrica (Rb-Sr) que junto a Haller y Lapido, (1982) (K-Ar) y Blesa (2004) (U-Pb) acotan la edad del volcanismo jurásico a ~ 180-170 Ma en este segmento. Es de notar la asociación espacial y temporal con la actividad del Batolito Subcordillerano como fuente co-magmática más próxima, sugiriendo una continuidad en el patrón de avance SW del magmatismo jurásico y resultando en un arco magmático en estas latitudes más antiguo que hacia el sur a las mismas longitudes. El régimen contraccional que marca el fin de la etapa de sag y cierre del segmento norte de la Cuenca Austral (Suárez *et al.* 2009b, 2010) se correlaciona con los episodios de deformación descritos, donde se evidenciarían los pulsos iniciales de construcción de la faja plegada y corrida en los Andes Norpatagónicos. La actividad pre aptiano-albiana de estas estructuras podría justificar mayores niveles de exhumación del arco jurásico en la región, pudiendo incluso representar una fuente en los últimos estadios de sedimentación del Grupo Coyhaique, donde Pankhurst *et al.* (2003) identifican la presencia de circones detríticos con edad predominante de ~180 Ma, coincidentes con las edades del volcanismo discutido en este trabajo.

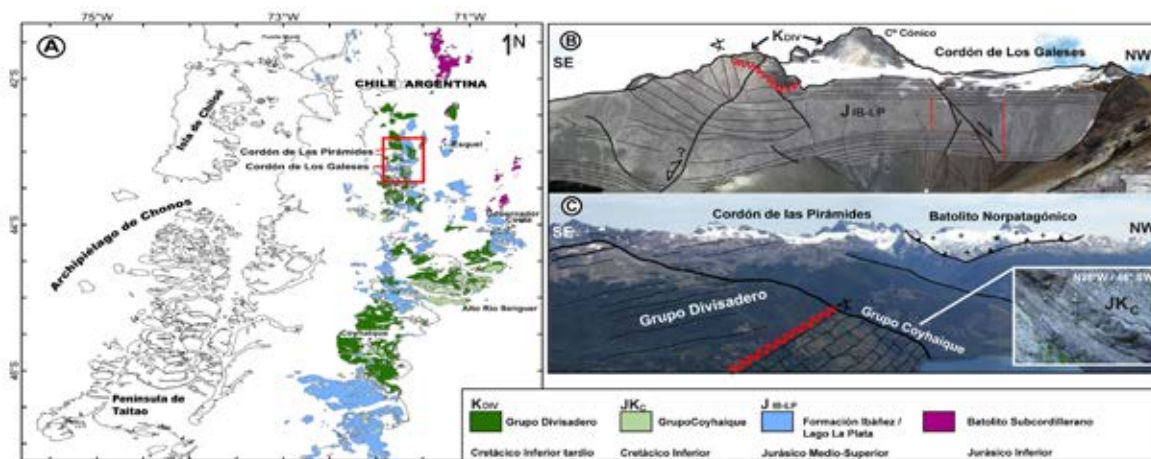


Figura 1: A) Mapa de distribución de las unidades mesozoicas en Patagonia norte. B) Formación Lago La Plata (J_{B-LP}) con hemigraben synextensional que controla el espesor de las capas, y el Grupo Divisadero (K_{DIV}) sobreyaciendo en discordancia. C) Volcanitas del Grupo Divisadero en discordancia angular sobre secuencias sedimentarias del Grupo Coyhaique (JK_C).

Referencias

- Bell, C.M. y Suárez, M. 1997. The Lower Cretaceous Apeleg Formation of the Aisén basin, southern Chile: Tidal sandbar deposits of an epicontinental sea. *Revista Geológica de Chile* 24: 203-225.
- Bruce, Z. R. V. 2001. Mesozoic geology of the Puerto Ingeniero Ibanez area, 46 south, Chilean Patagonia. Tesis Doctoral, University of Canterbury.
- Blesa, A. 2004. Geology and mineralization of the Esquel area, Patagonia, Argentina. Tesis Doctoral. Colorado School of Mines.
- De la Cruz, R. y Suárez, M. 2008. Geología del área Chile Chico-Río de las Nieves, Región Aisén del General Carlos Ibáñez del Campo: Servicio Nacional de Geología y Minería, scale 1:100,000, 67 p.
- Ghiara, M.R., Haller, M.J., Stanzione, D., Barbieri, M., Menditti, T., Castornina, F., Trudo, C., De Michelis, A. M. y Meister, C. M. 1999. Calc-alkaline volcanic rocks from Cerro Ver, Patagonian Cordillera ($43^{\circ} 10' S$): Geochemistry and geochronology. XIV Congreso Geológico Argentino, Actas: 178-181.
- Haller, M. J. y Lapido, O. R. 1982. The Jurassic-Cretaceous volcanism in the Septentrional Patagonian Andes. *Earth-Science Reviews* 18: 395-410.
- Heim, A. 1940. Geological Observations in the Patagonian Cordillera: (preliminary Report). Birkhaeuser.
- Kay, S. M., Ramos, V. A., Mpodozis, C. y Sruoga, P., 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: Analogy to the Middle Proterozoic in North America? *Geology* 17: 324-328.
- Pankhurst, R. J., Weaver, S. D., Hervé, F. y Larrondo, P. 1999. Mesozoic-Cenozoic evolution of the North Patagonian batholith in Aysen, southern Chile. *Journal of the Geological Society* 156: 673-694.
- Pankhurst, R. J., Riley, T. R., Fanning, C. M. y Kelley, S. P. 2000. Episodic silicic volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: chronology of magmatism associated with the break-up of Gondwana. *Journal of Petrology* 41(5): 605-625.
- Pankhurst, R. J., Hervé, F., Fanning, M. y Suárez, M. 2003. Coeval plutonic and volcanic activity in the Patagonian Andes: the Patagonian Batholith and the Ibáñez and Divisadero formations, Aysén, southern Chile. X Congreso Geológico Chileno, Actas electrónicas.
- Poblete, J. A., Bissig, T., Mortensen, J. K., Gabites, J., Friedman, R. y Rodríguez, M. 2014. The Cerro Bayo District, Chilean Patagonia: Late Jurassic to Cretaceous Magmatism and Protracted History of Epithermal Ag-Au Mineralization. *Economic Geology*, 109(2): 487-502.
- Ramos, V.A. 1981. Descripción geológica de la Hoja 47 ab, Lago Fontana, Provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional. Boletín 183, 130 pp., Buenos Aires.
- Rapela, C. W., Pankhurst, R. J., Fanning, C. M. y Hervé, F. 2005. Pacific subduction coeval with the Karoo mantle plume: the Early Jurassic Subcordilleran Belt of northwestern Patagonia. Geological Society, London, Special Publications 246: 217-239.
- Suárez, M., De la Cruz, R., Aguirre-Urreta, B. y Fanning, M. 2009a. Relationship between volcanism and marine sedimentation in northern Austral (Aisén) Basin, central Patagonia: Stratigraphic, U-Pb SHRIMP and paleontologic evidence. *Journal of South American Earth Sciences* 27: 309-325.
- Suárez, M., Márquez, M., De La Cruz, R. y Fanning, M. 2009b. Aptian-albian subaerial volcanic rocks in central Patagonia: Divisadero and Chubut groups. XII Congreso Geológico Chileno, Actas electrónicas.
- Suarez, M., De La Cruz, R., Bell, M. y Demant, A. 2010. Cretaceous slab segmentation in southwestern Gondwana. *Geological Magazine* 147: 193-205.

LA FAJA PLEGADA DE SAN BERNARDO: CONTROLES EN SU POSICIÓN, RIENTACIÓN Y VARIACIONES EN SU EXPRESIÓN TOPOGRÁFICA EN EL ÁMBITO DE LA CUENCA DEL GOLFO SAN JORGE, ARGENTINA

Nicolás Foix^{1,2}, José Allard¹, José M. Paredes¹,
Agustín Rodríguez¹ y Federico Sánchez¹

¹ Departamento de Geología, FCN, Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco. Ruta Prov. N°1 s/n km4, (9005) Comodoro Rivadavia, Chubut, Argentina. nicofaix@unpata.edu.ar

² CONICET

La Faja Plegada de San Bernardo (FPSB) corresponde a una de las principales morfoestructuras de la Patagonia extraandina emplazada en las provincias de Chubut y Santa Cruz, Argentina. Se dispone en dirección N-S con un ancho aproximado de 100 km y su extensión latitudinal excede ampliamente el ámbito de la cuenca del Golfo San Jorge (CGSJ), proyectándose en la Región del Deseado al sur y en la cuenca de Cañadón Asfalto (CCA) al norte. La FPSB se reconoce tanto por su manifestación superficial en la Sierra de San Bernardo (SSB) como por su estructuración en el subsuelo de la CGSJ.

Este trabajo consiste en una recopilación y reinterpretación de antecedentes previos en relación al control de basamento en la FPSB y su expresión topográfica. El origen de la FPSB ha sido asignado a inversión tectónica positiva de fallas normales con orientación favorable (N-S) a los esfuerzos compresivos durante la estructuración andina (Barcat *et al.* 1989, Homocv *et al.* 1995, Figari *et al.* 1999, Paredes 2009, Gianni *et al.* 2015, entre otros). La orientación N-S de las fallas normales en el ámbito de la FPSB ha sido asignada a la herencia de una fábrica de basamento, constituida por estructuras jurásicas de la fase compresiva de los "Patagónides" (Ugarte 1966) o a estructuras paleozoicas (Figari *et al.* 1999, Ramos 2015). La CGSJ está emplazada sobre un sustrato pre-rift de naturaleza variable, incluyendo rocas ígneo-metamórficas paleozoicas, sedimentitas neopaleozoicas (Grupo Tepuel) y liásicas (formaciones Mulanguiñeu, Ferrarotti y equivalentes).

La distribución de la cuenca pacífica neopaleozoica-liásica se dispone como una faja longitudinal que adelgaza hacia el este, aflorada en el sector occidental de la CCA (ej. Ea. Catreleo) y CGSJ (ej. Ea. Ferrarotti). Estas rocas sedimentarias fueron fuertemente estructuradas en el Jurásico durante los "Patagónides" (Keidel 1921, Ugarte 1966). Allard *et al.* (2015) describen en la zona de Ea. Ferrarotti que la sucesión liásica evidencia pliegues con rumbo general NNE-SSO, con pliegues mesoscópicos de rumbo similar y longitud de onda de centenas a decenas de metros. La orientación promedio de las capas es N210°/27°

(n= 45), aunque la variabilidad es elevada y algunos niveles se encuentran subverticales. Allard *et al.* (ésta reunión) describen de manera más detallada esta fase contraccional que afecta a las rocas neopaleozoicas-liásicas. Este estilo estructural contrasta con los suaves anticlinales y sinclinales descriptos en esa localidad que afectan al Grupo Chubut, originados por inversión tectónica de la CGSJ durante en Cretácico Tardío-Cenozoico.

Las fallas normales invertidas que estructuran la FPSB muestran una orientación promedio de 179°-359° (n: 56, 95% Conf.: ± 13°), calculada a partir de los datos de Figari *et al.* (1999). La distribución de los rumbos de los segmentos de falla es bimodal, con una moda en 165°-345° y otra en 190°-10°. El paralelismo entre la estructura del basamento originada durante los "Patagónides" y las fallas normales jurásicas-neocomianas en el ámbito de la FPSB es evidente, demostrando un claro control en la orientación de éstas últimas. Por otro lado, la distribución de depocentros neocomianos muestra sus mejores registros en el Flanco oeste y sector sur de la FPSB, con menores espesores en el sector oriental de la CGSJ. La zona de la SSB parece haberse comportado como un paleoalto durante la extensión neocomiana a modo de "dorsal interior" *sensu* Lesta y Ferello (1973). En este sentido, y asumiendo porcentajes de contracción comparables a lo largo del rumbo de la FPSB, las variaciones en la expresión superficial de la FPSB en la CGSJ muestran una estrecha relación espacial con la distribución de hemigrábenes neocomianos indicada por Fitzgerald *et al.* (1990) (Figura 1).

En presencia de depocentros neocomianos bien desarrollados, la contracción andina tuvo que invertir la extensión jurásica-neocomiana antes de propagarse dentro del Grupo Chubut, inhibiendo o disminuyendo su expresión superficial. Ejemplos de este comportamiento serían los anticlinales preservados en el subsuelo de la Provincia de Santa Cruz con mínima o inexistente manifestación topográfica superficial, donde se emplazan una parte importante de los yacimientos hidrocarburíferos de la cuenca (ej. anticlinal Perales, anticlinal Aguada Bandera, etc.). De manera opuesta, en ausencia o con escaso desarrollo de hemigrábenes neocomianos, la contracción andina tuvo que compensar menor porcentaje de extensión previa y pudo traducirse de manera más efectiva en morfoestructuras positivas de mayor relieve. Ejemplos de este comportamiento se encuentran en el sector norte de la FPSB, tales como en la Sierra del Castillo, Buen Pasto, Sierra Nevada, donde los depocentros neocomianos se encuentran poco desarrollados, en coincidencia con las mayores altitudes de SSB (~1000 msnm).

En resumen, la orientación y ancho de la FPSB estuvo controlada por la existencia de un basamento sedimentario neopaleozoico-liásico distribuido y estructurado en sentido N-S durante los "Patagónides" (post-liásico / pre-Grupo Chubut). Las variaciones en la expresión

superficial de esta faja plegada tienen relación directa la distribución espacial de depocentros neocomianos, quienes durante su inversión tectónica positiva consumieron una parte significativa de la contracción andina, controlando la posibilidad de manifestarse como morfoestructuras positivas. Estos resultados se consideran relevantes en el entendimiento evolutivo de la cuenca, ya que la SSB fue un elemento de control destacado en la evolución estratigráfica del relleno Cretácico Superior y Cenozoico de la CGSJ. (Fig 1)

Referencias

- Allard, J.O., Paredes, J.M., Foix, N. y Giacosa, R.E. 2015. Corredores sedimentarios aptianos en el margen de la cuenca del Golfo San Jorge (Patagonia argentina): paleogeografía, implicancias tectonoestratigráficas y potencial para exploración de hidrocarburos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 72(1): 21-37.
- Barcat, C., Cortiñas, J.S., Nevistic, V.A. y Zucchi, H.E. 1989. Cuenca del Golfo San Jorge. En: Chebli, G.A. y Spalletti, L.A. (Eds.) *Cuencas Sedimentarias Argentinas*: 319-345. Universidad Nacional de Tucumán.
- Ferello, R. y Lesta, P. 1973. Acerca de la existencia de una dorsal interior en el sector central de la Serranía de San Bernardo (Chubut). 5° Congreso Geológico Argentino Actas 4: 19-26.
- Figari, E., Strelkov, E., Laffife, G., Cid de la Paz, M., Courtade, S., Celaya, J., Vottero, A., Lafourcade, S., Martínez, R. y Villar, H. 1999. Los sistemas petroleros de la Cuenca del Golfo San Jorge: Síntesis estructural, estratigráfica y geoquímica. 4° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas: 197-237. Buenos Aires.
- Fitzgerald, M.G., Mitchum, R.M., Uliana, M.A. y Biddle, K.T. 1990. Evolution of the San Jorge Basin, Argentina. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 74 (6): 879-920. Tulsa.
- Gianni, G., Navarrete, C., Orts, D., Tobal, J., Folguera, A. y Giménez, M. 2015. Patagonian broken foreland and related synorogenic rifting: The origin of the Chubut Group Basin. *Tectonophysics* 649: 81-99.
- Homovic, J.F., Conforto, G.A., Lafourcade, P.A. y Chelotti, L.A. 1995. Fold belt in the San Jorge Basin, Argentina: an example of tectonic inversion. En: Buchanan, J.G. y Buchanan, P.G. (Eds.) *Basin Inversion*, Geological Society of London Special Publication 88: 235-248. Londres.
- Keidel, J. 1921. Sobre la distribución de los depósitos glaciares del Pérmico conocidos en la Argentina y su significación para la estratigrafía de la serie del Gondwana y la paleogeografía del Hemisferio Austral. *Academia Nacional de Ciencias, Boletín* 25: 239-368, Córdoba.
- Paredes, J.M. 2009. Sedimentary evolution of the Golfo San Jorge Basin, Central Patagonia, Argentina. En: Ibañez L.M., Moyano M.S. y Aceñolaza G.F. (eds.) *Argentinean Fluvial Basins: Ancient and present day examples*, Excursion Guide Book, 9° International Conference on Fluvial Sedimentology. San Miguel de Tucumán, pp 187-275.
- Ramos, V.A. 2015. Evolución de la cuenca Golfo San Jorge: su estructuración y régimen tectónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 72(1): 16-24.
- Ugarte, F. 1966. La cuenca compuesta carbonífera-jurásica de la Patagonia Meridional. *Anales de la Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco* v.1: 37-68.

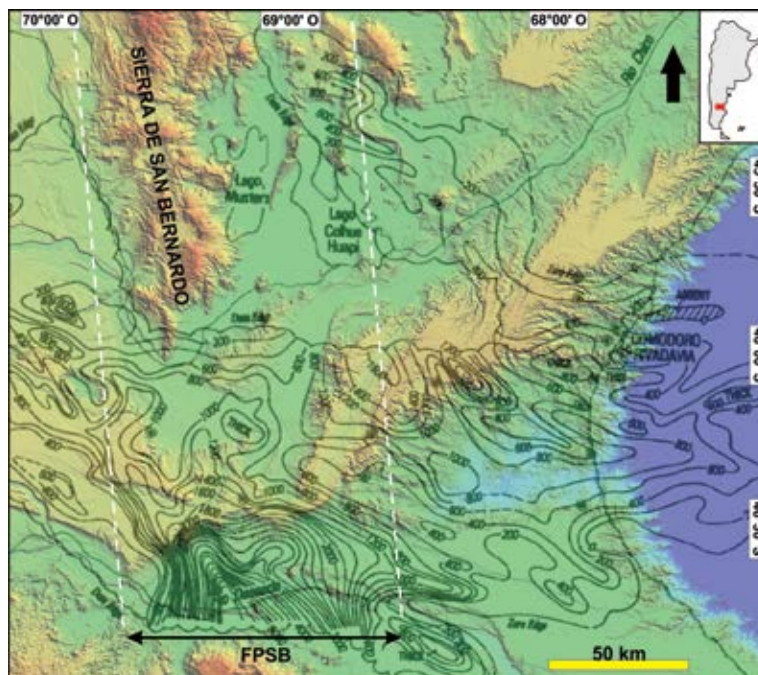


Figura 1. Relación espacial entre los depocentros neocomianos (tomado de Fitzgerald *et al.* 1990) y la Sierra San Bernardo. Las líneas blancas punteadas definen de forma aproximada el ancho de la FPSB.

DISCONTINUIDADES ESTRUCTURALES EN LA SEDIMENTITAS DE LA CUENCA NEUQUINA DEL SECTOR EXTERNO DE LA FAJA PLEGADA Y CORRIDA DEL AGRIO

Raúl E. Giacosa¹

¹ SEGEMAR e IIPyG-UNRN, General Roca (Río Negro). rgiacosa@unrn.edu.ar

Las Discontinuidades Estructurales (DE) se definen como una superficie curvilinear localizada, caracterizada por dos superficies opuestas de limitada extensión y de forma planar en relación a la mayor dimensión, la que está causada por deformación y donde cambia la resistencia o rigidez de la roca (Schultz y Fossen 2008). Incluye fracturas, fallas, venas, diques ígneos, estilolitas, superficies de disolución, bandas de deformación, etc., y excluye foliaciones tectónicas y de flujo y planos de estratificación, entre otros. Presentan una importante conductividad de fluidos en relación a la masa de rocas de su entorno, por lo que su conocimiento adquiere relevancia en los estudios vinculados a minería, hidrocarburos y aguas subterráneas.

Las DE pueden dividirse en dos grandes grupos de acuerdo al sentido y la continuidad del desplazamiento de las partes de la roca separadas por la discontinuidad, y otra división adicional basada en el carácter poroso o no poroso de las rocas (Schultz y Fossen 2008, Fossen 2010). El grupo de rocas porosas incluye fundamentalmente areniscas y conglomerados porosos y la discontinuidad adquiere forma tabular (*Tabular Discontinuity*), en tanto que en las rocas no porosas la discontinuidad suele ser neta (*Sharp Discontinuity*). En estos dos grupos hay a su vez tres subgrupos de acuerdo al carácter de la cinemática. Así, si la discontinuidad es producto de un movimiento de separación de las paredes normal al plano (apertura), se denominará Fractura de Extensión (roca no porosa) o Banda de Dilatación (roca porosa). Si la roca está sometida a cizallamiento (movimiento paralelo a la discontinuidad) se denominará Fractura de Cizalla (roca no porosa) o Banda de Cizalla (roca porosa). Finalmente, si la discontinuidad es producto de un movimiento de acercamiento de las paredes normal al plano (cierre), se denominará Antifisura, Antifractura o Estilolita (roca no porosa) o Banda de Compactación (roca porosa).

Este resumen presenta los resultados preliminares de un estudio de DE en sedimentitas de la Cuenca Neuquina, particularmente en rocas que incluyen el intervalo desde la Fm. Lajas hasta la Fm. Huitrín, que afloran en los anticlinales Agrío, Salado, Sierra Vaca Muerta y Los Catutos, entre otros, pertenecientes a la Faja Plegada y Corrida del Agrío (Giacosa 2011, 2014).

Se ha tratado de: a) evaluar las DE más abundantes y su caracterización geométrica, mecánica, cuan-

titativa y física, b) su relación con la composición y la reología de los estratos y las evidencias de la influencia de los fluidos en su desarrollo, c) establecer las relaciones geométricas con las estructuras mayores (fallas y pliegues) incluyendo su distribución geométrica en relación a las diferentes partes de los pliegues o su cercanía a fallas y d) si existen diferencias geométricas entre conjuntos de estratos separados por discordancias. En relación a estos interrogantes, algunos resultados a destacar son:

Fracturas y Venas son en una proporción cercana al 90%, las DE más abundantes en las sedimentitas estudiadas. Ambas estructuras son de escala mesoscópica y mecánicamente corresponden al modo de fracturación extensional. En algunos sectores como el anticlinal Agrío, la casi totalidad de las estructuras mesoscópicas de la zona de charnela y parte de los flancos, son vetas extensionales de calcita. La influencia de los fluidos en la deformación de las rocas sedimentarias estudiadas está muy bien documentada, ya sea en aquellos casos de fluidos sedimentarios (vetas de calcita en el anticlinal Agrío), como de fluidos hidrotermales asociados a intrusiones ígneas (vetas de baritina y calcita en los anticlinales Sierra Vaca Muerta y Rayoso).

Asociadas a la conducción vertical de grandes volúmenes de fluidos se destacan dos tipos de estructuras de mayor escala que conectan diferentes estratos: a) fallas de charnela, normales de alto ángulo y cabalgamientos, y b) enjambres de fracturas (Sagy y Reches 2006, Gabrielsen *et al.* 2014) en conjuntos de areniscas compactas, particularmente en la Fm. Mulichinco. Estos enjambres están ubicados en los flancos de los pliegues y se caracterizan por una fracturación ténsil vertical de alta frecuencia, fallas normales de alto ángulo, venillas de calcita, cataclasis incipiente y rastros de hidrocarburos. Además de vetas de morfología tabular definida, son frecuentes zonas groseramente tabulares y otras de morfología irregular de brechas hidráulicas. En todos los casos se verifica que la condición reológica e hidráulica (estratos de alto contraste de competencia y estratos permeables e impermeables) ejerce un notable y previsible control sobre la conducción y precipitación de los fluidos. Es importante señalar que en correspondencia con la alta proporción de venas/vetas extensionales de calcita asociadas a fluidos sedimentarios, no fueron identificadas, quizás por dificultades de reconocimiento, una cantidad equivalente de estilolitas. También llama la atención el escaso desarrollo de bandas de deformación en areniscas porosas, identificadas únicamente en algunos tramos de la Fm. Lajas.

En la mayoría de los casos e independientemente del tipo de roca y de la estructura de la cual forman parte, así como de su posición dentro de la misma, predominan estadísticamente dos juegos de fracturas que forman entre sí un ángulo agudo de unos 70°-80°. En rocas de grano fino, muy compactas como limoli-

tas y areniscas de grano fino, este ángulo es de 90°. Un tercer juego, diagonal a los anteriores está presente, y si bien puede tener una longitud importante, en general poseen poco peso estadístico. Estos juegos intraestratales, tienen un trazado rectilíneo y una apertura constante. Sobre su plano hay ausencia de estrías y rocas de fallas; brechas de atricción solo afloran en los enjambres de fracturas interestratales.

Geométricamente, cada uno de los juegos dominantes, suelen ser paralelos o subparalelos (desviación de 10°-15°) al rumbo y a la dirección de inclinación de los estratos, respectivamente. Esto permite clasificarlas como Fracturas de Rumbo (*strike joints*) y Fracturas de Inclinación (*dip joints*). Las últimas son en general verticales, en tanto que las primeras suelen inclinar >65°<90°, lo que sugiere un desarrollo asociado a la deformación de la charnela. Dos juegos de fracturas diagonales suelen estar presentes en las calizas sobre los flancos del anticlinal Agrio. En términos de sistematicidad, ambos pueden ser juegos sistemáticos de gran desarrollo, o bien uno de ellos no-sistemático.

Independientemente de las unidades y los estratos donde fueron relevadas, puede afirmarse que los juegos dominantes guardan una estrecha relación geométrica con la charnela y los flancos del pliegue. En algunas secciones como la del anticlinal Salado, rocas de la Formación Vaca Muerta muestran cierta dispersión de rumbos y la orientación de diaclasas plumosas, que sugieren la influencia de fracturación durante el soterramiento.

Finalmente, es de destacar que la sección comprendida entre las formaciones Lajas y Vaca Muerta en el anticlinal Los Catutos y que incluye la discordancia Intracaloviana entre las formaciones Lajas y Tábanos y la discordancia Intramálmica entre las forma-

ciones La Manga y Tordillo (Zavala y González 2001), no muestra cambios significativos de orientación entre las diferentes unidades. Esto sugiere que la mayoría de las fracturas estarían asociadas a la formación del anticlinal durante el desarrollo de la Faja Plegada y Corrida del Agrio.

Referencias

- Fossen, H. 2010. Structural Geology. Cambridge University Press. 361 pp.
- Gabrielsen, R. y Braathen, A. 2014. Models of fracture lineaments — Joint swarms, fracture corridors and faults in crystalline rocks, and their genetic relations. *Tectonophysics* 628 (2014) 26–44.
- Giacosa, R. 2011. Geología estructural de los depósitos de Ba-Sr±Pb, Au? del Distrito Mallín Quemado, Sierra de la Vaca Muerta, Cuenca Neuquina (Neuquén) IGRM-SEGEMAR, Informe preliminar 25 pp.
- Giacosa, R. 2014. Estudio de fracturas en rocas sedimentarias de la cuenca Neuquina. 1: Anticlinales Los Catutos, Sa. Vaca Muerta y Agrio. IGRM-SEGEMAR, Informe preliminar 15 pp.
- Sagy, A. y Reches, Z. 2006. Joint intensity in layered rocks: The unsaturated, saturated, supersaturated, and clustered classes. *Israel Journal Earth Sciences*. 55: 33–42
- Schultz, R., Fossen, H. 2008. Terminology for structural discontinuities. *AAPG Bulletin* 92(7): 853 – 867.
- Zavala, C., González R. 2001. Estratigrafía del Grupo Cuyo (Jurásico inferior-medio) en la Sierra de la Vaca Muerta, Cuenca Neuquina. *Boletín de Informaciones Petroleras*. Tercera Época, año XVII, (65): 40-54.

ESTRUCTURA Y CINEMÁTICA DEL SYN-RIFT DE LA CUENCA NEUQUINA EN EL FLANCO SE DEL CERRO CHACHIL, RECORDILLERA NEUQUINA SUR, ARGENTINA

Natalia M. Hernández¹, Víctor H. García², Ernesto

Cristallini¹

¹Laboratorio de Modelado Geológico-IDEAN, UBA-CO-NICET, Pabellón 2, Ciudad Universitaria C1426EHA, CABA. E-mail: nhernandezp@gmail.com

²Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología, UNRN-CONICET, Av. Roca 1242 (8332) General Roca, Río Negro.

La sierra de Chachil, de orientación submeridional, se ubica entre los 38°42' y 39°20' de latitud sur y los 70°29' y 70°38' de longitud oeste, en la Precordillera Neuquina sur (Figura 1a; García Morabito y Ramos, 2012). En sus laderas afloran rocas del basamento de la cuenca Neuquina, representado por el Complejo Plutónico del Chachil, perteneciente al Grupo Choiyoi; secuencias volcánicas y volcanoclásticas pertenecientes al "ciclo Precuyano" (Gulisano, 1981); sedimentitas marinas del Grupo Cuyo; y rocas volcánicas y volcanoclásticas cenozoicas (García Morabito y Ramos, 2012). Franzese *et al.* (2006) dividen la evolución tectono-estratigráfica del relleno de *syn-rift* del depocentro Chachil en tres estadios. El primero o *rift* temprano habría estado dominado por vulcanismo bimodal y la acumulación de depósitos de flujos gravitatorios e hiperconcentrados. En el estadio de *rift* medio se produce la transición de un vulcanismo básico a un vulcanismo más ácido y se acumulan los primeros depósitos piroclásticos. El estadio de *rift* final estuvo marcado por la acumulación de depósitos marinos en un ambiente moderadamente profundo dominado por corrientes turbidíticas. Posteriormente, continúa la transgresión en una etapa de subsidencia generalizada de *post-rift*. El objetivo de esta contribución es dar a conocer el estado de avance del análisis estructural y cinemático del *syn-rift* del depocentro Chachil de la cuenca Neuquina mediante el levantamiento de secciones transversales a las principales estructuras reconocidas y el establecimiento de estaciones de medición de indicadores cinemáticos en fallas de tercer y cuarto orden, siguiendo la metodología aplicada, entre otros, por Bechis *et al.* (2010).

El estudio detallado de varias secciones del Precuyano en el faldeo SE del Cerro Chachil permitió familiarizarse con la estratigrafía descrita por Franzese *et al.* (2006) y establecer una columna litológica típica en este depocentro. De base a techo se encuentra compuesta por una sección inferior de aproximadamente 500 metros de espesor que consta de lavas andesíticas a dacíticas, brechas volcanoclásticas y de forma

local depósitos clásticos de origen fluvial. La sección superior está representada por domos de composición riódacítica, depósitos de flujos piroclásticos y sus productos retrabajados, que alcanzan los 250 metros de espesor y que pueden ser utilizados como nivel guía por su gran extensión areal. Cubriendo la sucesión descrita se disponen en discordancia las calizas silicificadas de la Formación Chachil o las pelitas oscuras de la Formación Los Molles (Figura 1b).

El depocentro se encuentra limitado al oeste por el sistema de fallas Chihuido Bayo (Figura 1b; Franzese *et al.*, 2006; Muravchik, 2008) de orientación NNO. Sobre las nacientes del río Picún Leufú se reconoció un grupo de fallas normales de tercer y cuarto orden que afectan a los depósitos precuyanos, con evidencias de actividad sinsedimentaria. Estas fallas poseen una orientación promedio NNO, inclinaciones altas (>50-60°) tanto al NE como al SO siendo más frecuentes las que buzan al NE, y rechazos que oscilan desde algunos centímetros hasta más de 20 metros. Fallas normales sindepositacionales, con actitudes similares, se reconocieron a lo largo de toda el área de trabajo. El mapeo sistemático de estas estructuras en conjunto con el relevamiento de la actitud de las unidades precuyanas y de su relación con el basamento permitió construir una sección estructural NE-SO que representa la geometría del *syn-rift* de la cuenca Neuquina en el depocentro Chachil (Figura 1c). Completan el esquema estructural fallas con orientación E-O y ENE que presentan movimientos de rumbo. En algunos sectores, estas fallas intersectan a las fallas de menor escala y podrían haber estado asociadas a zonas de transferencia de los hemigrábenes precuyanos. En la sección se interpretan estratos de crecimiento de escala kilométrica en los depósitos de *syn-rift* precuyanos, que quedan representados por espesores de hasta 1000 metros hacia el límite oeste del depocentro y de 500 metros sobre el eje del anticlinal de *roll-over* ubicado a 4 km al NE. Estas importantes variaciones de espesor en distancias relativamente cortas son coherentes con las geometrías deposicionales de los hemigrábenes en sistemas extensionales (Gawthorpe *et al.*, 2003). Hacia el extremo NE de la sección, se reconocieron geometrías de crecimiento en la sucesión precuyana que se apoya discordantemente sobre el basamento granítico. Las mismas evidencian el engrosamiento de la sucesión hacia el NE, permitiendo inferir la existencia de una falla normal antitética a la falla maestra del depocentro que limitaría al mismo en este sector.

Los indicadores cinemáticos medidos en las fallas asociadas al sistema de Chihuido Bayo fueron procesados utilizando el método gráfico basado en distribuciones estadísticas de Bingham (Marrett y Allmendinger, 1990) con el fin de obtener la orientación de los tres ejes principales del elipsoide de deformación (λ_1 , λ_2 y λ_3) para cada estación. Asumiendo como insignificante el basculamiento andino de los bancos, se

determinó una dirección de extensión máxima según un Az 68° (Figura 1b, d)

La integración de los datos obtenidos y de la sección estructural interpretada permite establecer que la apertura del depocentro Chachil de la cuenca Neuquina estuvo controlada por un campo de esfuerzos distensivo orientado en dirección ENE-OSO. El límite oeste del depocentro estaría controlado por el sistema de fallas de Chihuido Bayo, mientras que se infiere la existencia de otra falla principal subparalela y antitética a este sistema hacia el extremo NE de la sección estructural. Queda pendiente establecer el *timing* de la exhumación del Precuyano y el basamento en este depocentro, no descartando la posibilidad de que eventos tectónicos jurásicos hayan levantado parcialmente el extremo occidental de la dorsal de Huincul. (Fig 1)

Referencias

Bechis, F., Giambiagi, L.B., García, V.H., Lanés, S., Cristallini, E.O., Tunik, M., 2010. Kinematic analysis of a transtensional fault system: The Atuel depocenter of the Neuquén basin, southern Central Andes, Argentina. *Journal of Structural Geology* 32: 886 - 899. doi: 10.1016/j.jsg.2010.03.009.

Cucchi, R. y Leanza, H.R., 2006. Hoja Geológica 3972-IV, Junín de los Andes. Provincia del Neuquén. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la Re-

pública Argentina a escala 1: 250.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR. Boletín 357: 1-103.

Franzese, J.R.; Veiga, G.D.; Schwarz, E.; Gómez Pérez, I., 2006. Tectonostratigraphic evolution of a mesozoic graben border system: the Chachil depocentre, southern Neuquén Basin, Argentina. *Journal of the Geological Society of London* 163: 707-721.

García Morabito, E. y Ramos, V.A., 2012. Andean evolution of the Aluminé fold and thrust belt, Northern Patagonian Andes (38°30' – 40°30'S). *Journal of South American Earth Sciences* 38: 13-30.

Gawthorpe, R.L., Jackson, C.A.L., Young, M.L., Sharp, I.R., Moustafa, A.R., Leppard, C.W., 2003. Normal fault growth, displacement localisation and the evolution of normal fault populations: the Hammam Faraun fault block, Suez rift, Egypt. *Journal of Structural Geology* 25: 883-895.

Gulisano, C.A., 1981. El Ciclo Cuyano en el norte de Neuquén y sur de Mendoza. 8º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 579-592, Buenos Aires.

Marrett, R., Allmendinger, R.W., 1990. Kinematic analysis of fault-slip data. *Journal of Structural Geology* 12 (8): 973-986.

Muravchik, M., 2008. Controles estructurales sobre la depositación de la base del ciclo cuyano en depocentros del suroeste de la cuenca Neuquina. 17º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 781-782, Jujuy.

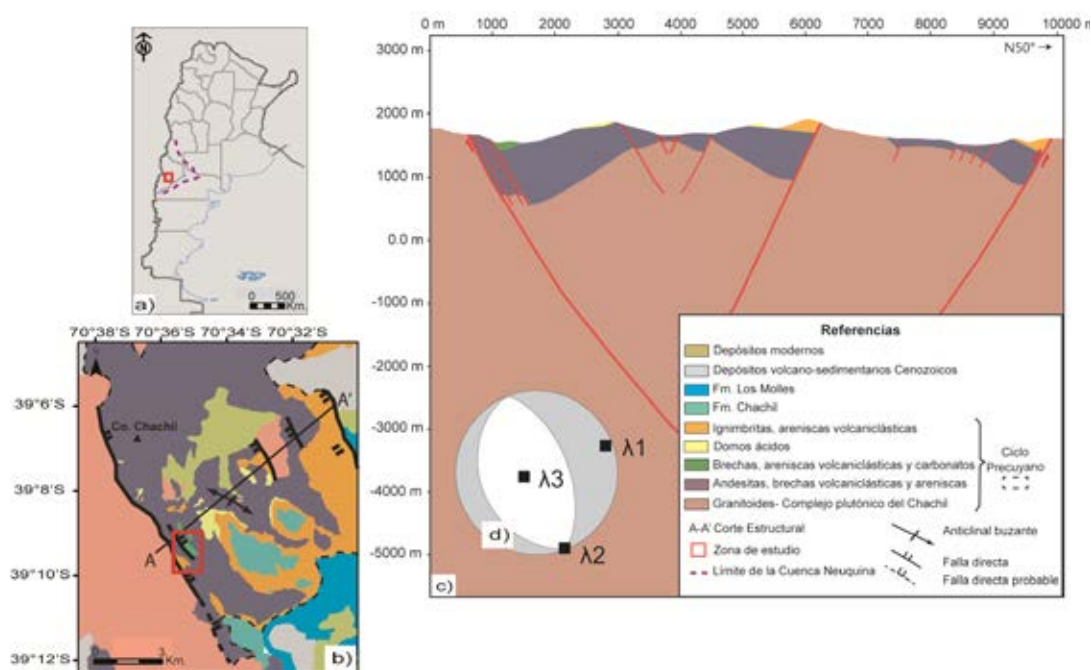


Figura.1. a) Mapa de ubicación general. b) Mapa geológico del sector SE del Cerro Chachil (modificado de Cucchi y Leanza, 2006). Se indica en el recuadro la zona en donde se realizó el análisis cinemático. c) Sección estructural esquemática. d) Análisis cinemático indicando los ejes de principales de deformación.

CONTROL ESTRUCTURAL EN EL EMPLAZAMIENTO DE LAS ROCAS ÍGNEAS DEL CERRO CAICAYÉN, FAJA CORRIDA Y PLEGADA DEL AGRIO, NEUQUÉN

Fernando Lebinson¹, Martín Turienzo¹, Vanesa Araujo¹, Natalia Sánchez¹, Cristina Frisicale¹ y Luis Dimieri¹

¹ INGEOSUR. Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur. Bahía Blanca (8000). fernando.lebinson@uns.edu.ar

Durante el Cretácico Superior - Paleógeno en el norte de la provincia del Neuquén, se desarrolló un importante volcanismo evidenciado por la Formación Colipilli (Llambías y Rapela 1989) formada esencialmente por cuerpos intrusivos (sierra del Mayal, Caicayén, Naunauco), y por la Formación Cayanta (Rapela y Llambías 1985) compuesta por coladas y brechas volcánicas. Estas unidades afloran en numerosos sitios de la faja corrida y plegada del Agrio, íntimamente relacionadas con las estructuras tectónicas como pliegues y corrimientos.

La zona de estudio del presente trabajo se ubica en la región del cerro Caicayén (2320 m.s.n.m), localizado al suroeste de la localidad de Chos Malal, provincia del Neuquén, en el extremo occidental de la faja corrida y plegada del Agrio (Figura 1a). El cerro Caicayén consiste en un cuerpo lacolítico que ha sido estudiado en las décadas pasadas por la presencia de skarns de hierro (Llambías y Malvicini 1978, Franchini 1992). La edad de dicho lacolito sería eocena ($44,7 \pm 2,2$ Ma), la cual fue determinada mediante el método K-Ar (Llambías y Rapela 1989). Al norte del cerro, el lacolito se presenta intruyendo a la Formación Tordillo; en cambio, hacia el sur se identificaron diques y algunos escasos filones capa en las formaciones Los Molles, Tábanos, Lotena y La Manga.

Desde el punto de vista estructural, el cerro Caicayén se sitúa en el anticlinorio Rahuco, una gran estructura de basamento con vergencia al este, interpretada como una cuña de basamento ascendida por corrimientos (Lebinson *et al.* 2014). En el núcleo del pliegue afloran las lutitas de la Formación Los Molles, la cual constituye la unidad más antigua expuesta en esta región de la faja corrida y plegada del Agrio. El limbo occidental de la estructura tiene un buzamiento constante de bajo ángulo ($10^\circ - 30^\circ$) en dirección suroeste, y en el limbo oriental las unidades de los grupos Cuyo y Lotena poseen valores bajos de buzamiento ($35^\circ - 40^\circ$ E), los cuales a partir del Grupo Mendoza comienzan a aumentar notablemente (70° y 80° E-NE).

El mapeo en detalle del anticlinorio Rahuco permitió identificar una serie de retrocorrimientos que afectan principalmente su limbo frontal, los cuales han generado pliegues apretados con vergencia al oeste, y también desplazamiento de decenas de metros re-

conocible fácilmente en los estratos de la Formación Tábanos. A lo largo del arroyo Rahuco se identificaron diques que se emplazan a lo largo de las zonas de los retrocorrimientos (Figura 1b) y en algunos casos filones que se intruyen subparalelos a la Formación Los Molles.

Las rocas ígneas alojadas en las estructuras tectónicas presentes en el área estarían indicando que el magma asociado al cerro Caicayén y sus alrededores debió utilizar como canales de alimentación a los retrocorrimientos provenientes de la estructura de basamento. De esta manera, el corrimiento principal que genera el anticlinal Rahuco con vergencia al este sería el canal de alimentación del magma en niveles más profundos, de manera similar al modelo presentado por Araujo *et al.* (2013).

El mecanismo de emplazamiento presente en el cerro Caicayén ha sido también observado en cuerpos lacolíticos de otras regiones de la Cordillera Principal (Dimieri 1992, Araujo *et al.* 2013). Dichos autores concluyen que cuando el campo de esfuerzos compresivos presenta un esfuerzo principal máximo horizontal, el magma tiene mayor facilidad de emplazarse a lo largo de fracturas de bajo ángulo. En este trabajo consideramos que este modo de emplazamiento también pudo haber actuado en la faja corrida y plegada del Agrio en donde las rocas han sufrido un gran acortamiento tectónico oeste-este evidenciado por los pliegues y fallas de orientación regional norte-sur.

Los intrusivos eocenos emplazados a lo largo de zonas de fallas permitirían acotar la edad mínima de la deformación que originó la estructura de basamento del anticlinorio Rahuco, considerando que las estructuras tectónicas podrían ser anteriores o a lo sumo contemporáneas al magmatismo. (Fig 1)

Referencias

- Araujo, V.S., Dimieri, L.V., Frisicale, M. C., Turienzo, M. M. y Sánchez, N. P. 2013. Emplazamiento del cuerpo subvolcánico Laguna Amarga y su relación con las estructuras tectónicas andinas, sur de la Provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 70(1): 40-52.
- Dimieri, L. 1992. Emplazamiento lacolítico a través de retrocorrimientos, cerro Palao Mahuida, Bardas Blancas, Mendoza. *Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Monografías* 8: 163-166.
- Franchini, M. 1992. Las rocas intrusivas del cerro Caicayén, provincia del Neuquén y su relación con las manifestaciones de hierro en skarns. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 47(4): 399-408.
- Lebinson, F., Turienzo, M., Dimieri, L., Sánchez, N. y Araujo, V. 2014. Estructura del área de Rahuco, extremo septentrional de la faja plegada y corrida del Agrio, provincia del Neuquén. IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. En DVD, Programa de Estudiantes, p. 83-88.

Llambías, E.J. y Rapela, C.W. 1989. Las vulcanitas de Colipilli, Neuquén, y su relación con otras unidades paleógenas de la Cordillera. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 44(1-4): 224-236.

Llambías, E.J. y Malvicini, L. 1978. Geología, petrología y metalogénesis del área de Colipilli, provincia del Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 33(4): 257-276.

Rapela, C.W. y Llambías, E.J. 1985. La secuencia andesítica terciaria de Andacollo, Neuquén, Argentina. *4° Congreso Geológico Chileno, Antofagasta*, 4: 458-488.

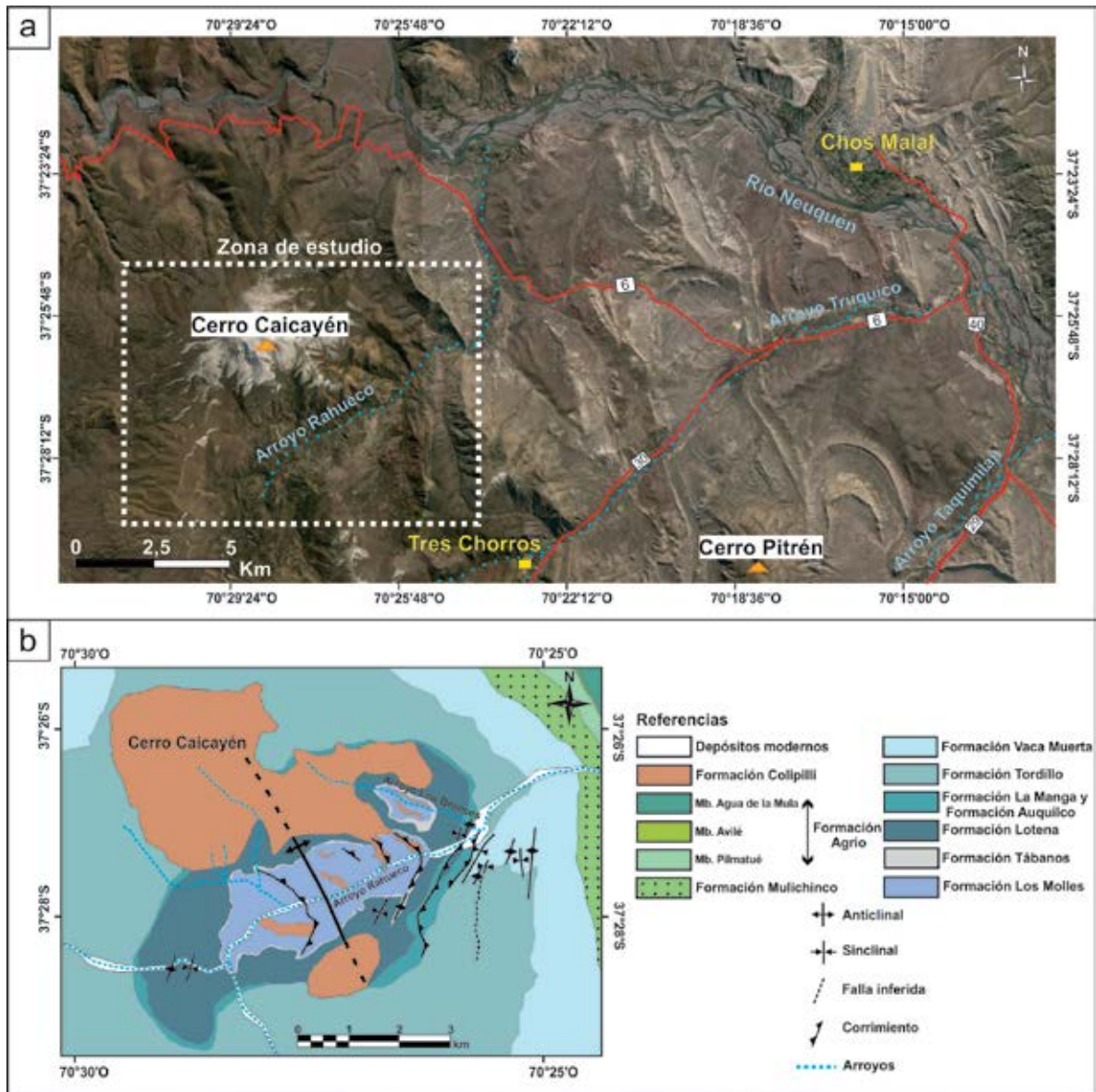


Figura 1. a) Mapa de ubicación de la zona de estudio. b) Mapa geológico de la región del cerro Caicayén.

DEFORMACIONES CONTRACCIONALES PREVIAS AL CRETÁCICO SUPERIOR EN LA PATAGONIA CENTRAL ARGENTINA

Márquez Marcelo^{1,2} y Navarrete César²

¹ SEGEMAR. Delegación Comodoro Rivadavia. 9005. C.C.38B. Km8. Comodoro Rivadavia. marcelo28marquez@yahoo.com.ar

² Universidad Nacional de la Patagonia S.J.B. Dpto. de Geología. 9000. Ciudad Universitaria. Km 4. Comodoro Rivadavia.

La región extrandina de la Patagonia se caracteriza por la existencia de un relieve mesetiforme, dominado por rocas cenozoicas, e interrumpido por escasos cordones serranos. La mayoría de los rasgos orográficos actuales son producto de deformaciones compresivas miocenas que han reactivado y generado estructuras que afectaron al conjunto de unidades fanerozoicas. Recientemente se han dado a conocer numerosos aportes sobre la evolución tectónica de la Cordillera de los Andes y sobre la estructuración del antepaís en la Patagonia, que permiten reconocer una compleja secuencia de deformaciones compresivas que comienzan en el Cretácico inferior alto y continúan hasta el Plioceno. En el ámbito de la cordillera Austral, Giglione *et al.* (2015) reconocieron un cambio en la proveniencia de los sedimentos del Cretácico inferior, que asocian al inicio del apilamiento tectónico desarrollado al oeste. Hacia el sur, en la cordillera Fueguina Klepeis *et al.* (2010) establecieron el cierre de la Cuenca de Rocas Verdes y la exhumación tectónica del basamento durante el Cretácico inferior. En la zona del antepaís que corresponde a los Bernardides, Gianni *et al.* (2015) reconocieron la existencia de discordancias internas en el Grupo Chubut, que los autores interpretan como deformaciones sin-sedimentarias para el Cretácico inferior. A idénticas conclusiones arriban Navarrete *et al.* (2014) en su estudio de la sub-cuenca de Río Mayo (SCRM). En un análisis regional (38°-54° LS), Folguera y Ramos (2011) ya habían propuesto tres episodios compresivos principales: durante el Cretácico tardío, el Oligoceno-Mioceno temprano y el Mioceno tardío, que interpretaron en términos de las variaciones en el ángulo de la losa subductada debajo del margen continental sudamericano.

En este trabajo, se analizan las evidencias de episodios de deformación compresiva pre-Cretácica identificados en diversos sectores de la Patagonia Central Extraandina y borde oriental de la Cordillera Patagónica (Figura 1). **1** En la zona de Aldea Apeleg (44°40'-70°45'56'), un paquete de sedimentitas clásticas/químicas intensamente plegadas de la Fm. Osta Arena se halla cubierto discordantemente por volcanitas andesíticas jurásicas de la Fm. Lago La Plata y por areniscas de la Fm. Apeleg del Hauteriviano-Barrémiano (Suarez y Márquez 2007). **2** En la comarca

de Ferraroti (44°29'-69°59'), las sedimentitas paleozoicas del Gr. Genoa y los niveles marinos fosilíferos y continentales "liasicos" están plegados y cubiertos por la formación Lonco Trapial (FLT) y la formación Cañadón Asfalto (FCA), y asimismo, se hallan separados mediante discordancia angular de los niveles continentales tobáceos del Gr. Chubut (GC) (Ploszkiewicz 1987). **3** En el subsuelo de la cuenca de Río Mayo (45°36'-70°36'), la información sísmica y de perforaciones indica la existencia de una fuerte discordancia angular entre el "Liasico" marino y las volcanitas andesíticas (FLT) del Jurásico inferior (Navarrete *et al.* 2015). **4** En la región de la Sierra de los Pichiflanes (43°28'-68°56'), el conjunto de los depósitos sedimentarios/volcánicos de las FLT y FCA afectados por fuerte deformación compresiva, son cubiertos discordantemente por los depósitos piroclásticos basales subhorizontales del GC (Márquez y Navarrete 2011). **5** En el cordón de Esquel (42°50'-71°11'), las secuencias de sedimentos clásticos continentales "liasicos" muestran fuerte plegamiento compresivo y se encuentran cubiertos por flujos volcánicos mesosilíceos y por diques-domos riolíticos de la Fm. Lago La Plata, que no muestran evidencias de deformación (Márquez *et al.* 2006). **6** En el extremo sur del cordón Piltriquitrón (42°03'-71°31'), aflora una secuencia de volcanitas mesosilíceas y sedimentos clásticos jurásicos de la Fm. Piltriquitrón que exhibe intenso plegamiento y que es intruída y metamorfozada por granitoides del Jurásico medio no deformados (Márquez *et al.* 2006). **7** En los alrededores de la localidad de Florentino Ameghino (43°42'-66°27'), la secuencia de ignimbritas y sedimentos volcanogénicos jurásicos del Complejo Volcánico Marifil exponen una intensa deformación compresiva, que se manifiesta por la alteración del orden de la secuencia y el plegamiento de los niveles reológicamente más débiles y aparecen cubiertas discordantemente por el GC. **8** En el paraje Ea. Fossatti (42°48'-68°30'), ubicado en borde SE del bajo de Gan Gan, las secuencias plegadas "liásicas" continentales son cubiertas mediante discordancia angular por los niveles basales del GC (Ardolino *et al.* 2003). Desde ese sitio hacia el oeste, una falla regional levanta un bloque tectónico que limita el desarrollo del GC hacia el norte y una situación similar de control tectónico está expuesta en el faldeo occidental de la Sierra de Lonco Trapial. El análisis integrado de las evidencias contraccionales descriptas permite establecer algunas conclusiones preliminares: Se han localizado secuencias volcánicas y sedimentarias deformadas del Jurásico inferior y medio, las cuales son cubiertas discordantemente por unidades litoestratigráficas del Cretácico inferior temprano a tardío. Esta superficie de contacto constituye una discordancia angular con continuidad a escala regional. Estas características avalarían las hipótesis previamente propuestas acerca de la existencia de al menos un evento compresivo regional mesozoico pre-cretácico tardío. La distribución regio-

nal de estas evidencias de deformación mesozoica, que van desde la cordillera patagónica hasta la costa atlántica, permite postular -tentativamente que el frente orogénico habría abarcado la casi totalidad de la Patagonia Central extrandina. El conjunto de deformaciones compresivas descripto habría modelado el paleorelieve sobre el que se produjo la depositación del GC y unidades equivalentes, durante el Jurásico tardío-Cretácico inferior tardío, y que ha sido reconocido y designado por numerosos autores como deformaciones o discordancias inter-Malmicas.

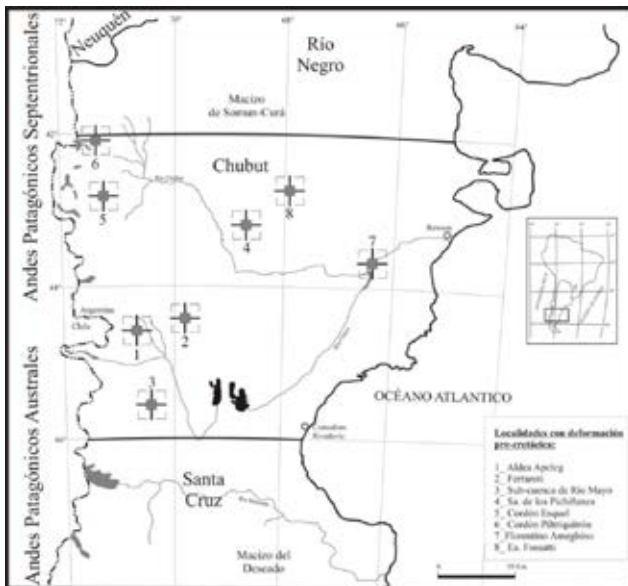


Figura 1.

Referencias

Ardolino, A., Lizuaín, A. y Salani, F. 2001. Carta Geológica Gan Gan 4369-II. SEGEMAR, B 317.B. Aires.
 Folguera, A. y Ramos, V.A. 2011. Repeated eastward shifts of arc magmatism in the Southern Andes: A revision to the long-term pattern of Andean uplift and magmatism. *J.S.A. Earth Sciences* 32: 531-546.
 Gianni, G., Navarrete, C. Orts, D., Tobal, J., Folguera, A. & Giménez, M. 2015. Patagonian broken foreland related synorogenic rifting: The origin of the Chubut Group Basin. *Tectonophysics* 649: 81-99.

Ghiglione, M.C., Naipauer, M., Sue, C., Barberon, V., Valencia, V., Aguirre Urreta, B. y Ramos, V. A. 2015. U-Pb zircon ages from the northern Austral basin and their correlation with the Early Cretaceous exhumation and volcanism of Patagonia. *Cretaceous Research* 55:116-128.
 Klepeis, K, Betka, P., Clarke, G. Fanning, M., Hervé, F., Rojas, L., Mpodozis, C. & Stuart Thomson, S. 2010. Continental underthrusting and obduction during the Cretaceous closure of the Rocas Verdes rift basin, Cordillera Darwin, Patagonian Andes.
 Márquez, M., Parisi, C., Viera, R. y Fernández, M., 2006. Carta Minero Metalogénica 4372-I-II. Esquel. Provincia del Chubut. IGRM, SEGEMAR, Boletín 367, 99p., Buenos Aires.
 Márquez, M., y Navarrete, C. 2011. La tectónica compresiva preaptiana-albiana en la sierra de los Pichñanes, Chubut, Argentina. 18º Congreso Geológico Argentino, Simposio S1. Neuquén.
 Márquez, M.J., Trevisiol, S. y Fernández, M.I. 2013. Navidad: Un sistema epitermal argentífero del jurásico inferior, Chubut, Argentina. Congreso Nacional de Mineralogía y Metalogenia, Actas 1: 243-248.
 Navarrete, C., Gianni, G., Homocv, J. y Folguera, A. 2014. Etapas compresivas mayores del borde occidental de la Cuenca del Golfo de San Jorge. Modelos de migración de esfuerzos. 19º Congreso Geológico Argentino, Actas: 1634-1635, Córdoba.
 Ploszkiewicz, J. 1987. Descripción Geológica Hoja 47 c, Apeleg. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 204 (95 p.). Buenos Aires.
 Suarez, M. y Márquez, M. 2007. A toarcian back-arc basin of Central Patagonia (Chubut), Argentina: Middle jurassic closure, arc migration and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile*, V 34(1): 63-79.

ANÁLISIS DE SEGMENTACIÓN ANDINA EN RESPUESTA A LA SUBDUCCIÓN DE ZONAS DE FRACTURA OCEÁNICAS (ANDES NORPATAGÓNICOS)

Darío Leandro Orts¹, Andrés Folguera² y Orlando Álvarez³

¹ Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología. Universidad Nacional de Río Negro - CONICET. E-mail: dlorsts@gmail.com

² Instituto de Estudios Andinos "Don Pablo Groeber", Departamento de Ciencias Geológicas, FCEyN, Universidad de Buenos Aires - CONICET.

³ Instituto Geofísico y Sismológico Ing. Volponi, Universidad Nacional de San Juan - CONICET.

Los mecanismos que controlan la compleja relación entre el comportamiento sismogénico de la zona de subducción andina, la geometría de la zona de acoplamiento y la transferencia de deformación permanente durante los ciclos intersísmicos a la placa continental son actualmente discutidos y distan de ser completamente entendidos. Se discute entre éstos que el aporte de sedimentos a la trinchera afecta el grado de acoplamiento entre las placas y que la arquitectura del antearco es controlada por la acreción basal de sedimentos y materiales oceánicos en el canal de subducción y la erosión cortical.

En este trabajo se analiza una hipótesis acerca de la cual la topografía del fondo oceánico, específicamente aquella definida entre segmentos de zonas de fracturas oceánicas, posee un efecto permanente en la deformación y segmentación de la placa superior continental entre los 37 y 47°S, evidenciado por el desarrollo lateral de distintas unidades (Figura 1). Reconstrucciones paleogeográficas a partir de anomalías de fondo oceánico (Cande y Leslie 1986, Müller *et al.* 2008, entre otros) muestran claramente que las zonas de fractura asociadas a la dorsal de Chile estarían incidiendo prácticamente en el mismo lugar de la trinchera desde aproximadamente 18-16 Ma (Figura 1a). Esto surge luego de un periodo de reorganización de las placas tectónicas desde los 26 Ma, que hacia los 18 Ma se habría estabilizado dando un polo de Euler estable entre las placas de Nazca y Sudamérica y consecuentemente un vector de convergencia con orientación constante ~N78°E (Somoza y Ghidella 2005). Esto permitió que las zonas de fractura con una orientación similar, excepto aquellas oblicuas como la de Mocha, sean subducidas aproximadamente en la misma ubicación desde los 18 Ma hasta la actualidad. Estas zonas de fractura oceánica se definen a partir del desfasaje entre segmentos de la dorsal activa por medio de fallas transformantes, lo que involucra un contraste lateral de edades de fondo oceánico. Este desfasaje de edades se manifiesta en la batimetría, producto del balance isostático, generando un esca-

lonamiento con desniveles de hasta 500 m entre los segmentos delimitados por las zonas de fractura. Adicionalmente algunas de estas zonas de fractura, como la de Valdivia, pueden llegar a desarrollar un sistema de fallas en una faja con un ancho de hasta 50 km (Dzierma *et al.* 2012), determinando amplias vías de fluidos y consecuentemente profundas zonas de serpentinización que afectan a la corteza oceánica lo cual afecta el acoplamiento en la zona sismogénica. De esta manera, los sectores del margen donde inciden las zonas de fractura presentan menor acoplamiento que los segmentos de corteza delimitados por ellas, donde los ciclos intersísmicos son consecuentemente más largos y por ello más deformación cosísmica se acumula, provocando luego rupturas mayores entre las placas y que parte de ese desplazamiento de acumule en la placa superior como permanente (Dzierma *et al.* 2012, Moreno *et al.* 2014). Así, diversos estudios han observado una correlación entre estos segmentos delimitados por fracturas oceánicas y las zonas de ruptura histórica, que a su vez coinciden con anomalías del gradiente vertical de gravedad (ver Álvarez *et al.* 2014 y referencias citadas allí).

En el presente trabajo a partir del análisis de datos de gravedad satelitales y terrestres, como el modelo EGM2008 (Pavlis *et al.* 2012), en conjunto con datos de modelos de elevación digital SRTM (1 arc seg) y batimétricos, se han podido mapear estructuras que presuntamente segmentan la corteza continental y se asociarían a la prolongación de las zonas de fractura oceánica (Figura 1b). La combinación de esta información con la geología y la estructura conocida del retroarco a escala regional ha permitido distinguir una segmentación en la geología aflorante a distancias mayores a 500 km dentro de la plataforma patagónica desde la trinchera.

Esta serie de estructuras verticales de orientación ENE, potencialmente vinculadas a los resaltos producidos por las zonas de fractura oceánica, individualizarían segmentos de la corteza continental repercutiendo en la morfología de la faja de deformación y en los patrones de levantamiento y exhumación así como también en los patrones de erosión y la evolución de las cuencas de drenaje. Dentro del dominio de los segmentos definidos por estas estructuras, se desarrollan distintas fajas de deformación con orientaciones relativamente paralelas al eje andino donde dominan las fallas con desplazamientos de inclinación como la faja plegada y corrida de Ñirihuau (Giacosa y Heredia 2004). Esta faja se circunscribe al dominio definido por las zonas de fractura de Chiloé y Guafo (Figura 1b). Otra importante faja de deformación, la faja plegada y corrida de San Bernardo, se asocia al dominio definido por las zonas de fractura de Guafo y Tres Montes. A su vez el sector andino y precordillerano se encuentra compartimentado en respuesta a la disposición de las zonas de fractura de Guambliin, Taitao y Darwin. En el sector de los Andes Norpata-

gónicos al norte de los 39°S la segmentación es más compleja por la amplitud del sistema de Valdivia y la oblicuidad de la zona de fracturas de Mocha (Figura 1b). Esta segmentación afectaría al desarrollo de estructuras compresivas como extensionales dentro de estas fajas de deformación como la fosa de Loncopué y la precordillera neuquina.

Otro factor a tener en cuenta es la evolución del sistema de fallas de Liquiñe Ofqui (SFLO) y el grado de partición de la deformación posterior a su desarrollo y el gradiente diferencial de exhumación de las uni-

dades expuestas en el antearco producto de la deformación asociada a la dinámica de estos segmentos.

Como conclusión, el análisis a distintas escalas en los Andes Norpatagónicos y el retroarco andino entre los 37 y los 47°S permite distinguir un factor de primer orden en la segmentación orogénica que no ha sido obliterado de manera substancial por otros procesos de mayor o similar magnitud como aquellos desarrollados en otros sectores de los Andes Centrales (p.e. subducción horizontal).

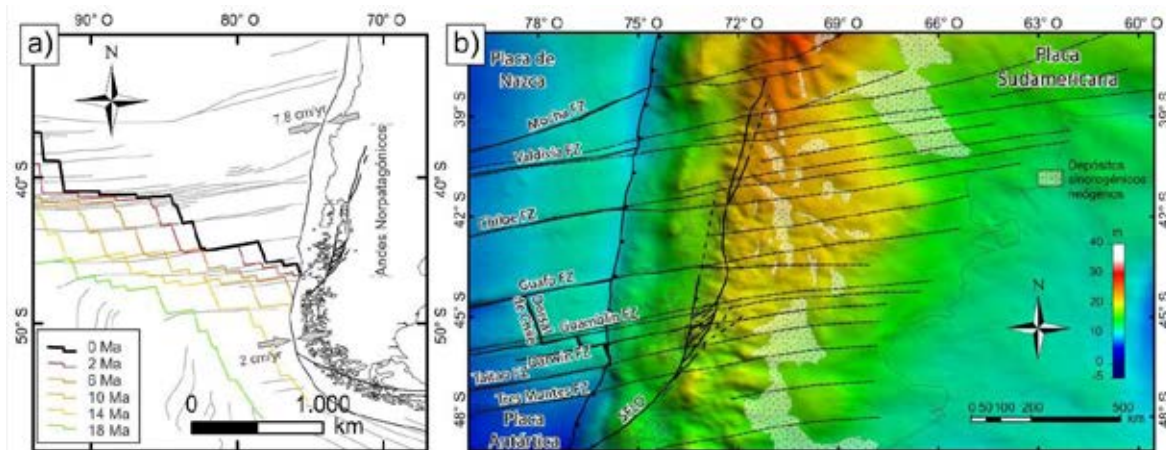


Figura 1. a) Reconstrucción de la ubicación de la dorsal de Chile desde los 18 Ma. La flecha muestra la tasa de convergencia actual y fábricas oceánicas definidas por las zonas de fractura. b) Ondulación del geode (EGM2008) e interpretación de las estructuras asociadas a las zonas de fractura oceánica sobre la placa superior del sistema subductivo. Nótese el control parcial sobre la distribución de los depósitos sinorogénicos neógenos. FZ: Zona de fractura SFLO: Sistema de fallas de Liquiñe Ofqui.

Referencias

Álvarez, O., Nacif, S., Gimenez, M., Folguera, A. y Braitenberg, C. 2014. GOCE derived vertical gravity gradient delineates great earthquake rupture zones along the Chilean margin. *Tectonophysics* 622: 198–215.

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

Dzierma, Y., Rabbel, W., Thorwart, M., Koulakov, I., Wehrmann, H., Hoernle, K. y Comte, D. 2012. Seismic velocity structure of the slab and continental plate in the region of the 1960 Valdivia (Chile) slip maximum — Insights into fluid release and plate coupling. *Earth and Planetary Science Letters* 331-332: 164-176.

Giacosa, R. y Heredia, N. 2004. Structure of the North Patagonian thick-skinned fold-and-thrust belt, southern central Andes, Argentina (41°-42° S). *Journal of South American Earth Sciences* 18(1): 61-72.

Moreno, M., Haberland, C., Oncken, O., Rietbrock, A., Angiboust, S. y Heidbach, O. 2014. Locking of the Chile subduction zone controlled by fluid pressure

before the 2010 earthquake. *Nature Geosciences* 7: 292–296.

Müller, R.D., Sdrolias, M., Gaina, C. y Roest, W.R. 2008. Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 9: 1–19.

Pavlis, N.K., Holmes, S. a., Kenyon, S.C. y Factor, J.K. 2012. The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008). *Journal of Geophysical Research* 117: 1-38, B04406.

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

LAS ESTRUCTURAS DE LA DORSAL DE HUINCUL EN EL YACIMIENTO AGUADA BAGUALES Y SU INFLUENCIA EN LA DISTRIBUCIÓN DE LA ALTERACIÓN EN EL GRUPO NEUQUÉN

Maximiliano Paz¹, Matías Elizondo², Martín Cevallos², María Josefina Pons^{1,3}, Adolfo Giusiano⁴ y María Cecilia Cábana¹

¹ Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología (UNRN-CONICET). Av. Julio A. Roca 1242, General Roca (8332), Río Negro. maximanupaz@yahoo.com.ar

² Gabinete de Geociencias Aplicadas a la Exploración y Producción de Hidrocarburos (UNSJ).

³ CONICET-Centro Patagónico de Estudios Metalogénicos, UNComahue.

⁴ Subsecretaría de Minería e Hidrocarburos, Provincia de Neuquén.

El área hidrocarburífera Aguada Baguales se encuentra ubicada dentro de la estructura regional de la Dorsal de Huincul, Cuenca Neuquina (Figura 1a). En la zona central la discordancia Intravalanginiana (~126 Ma) erosionó las rocas que funcionaron como sello (formaciones Vaca Muerta y Quintuco) para los hidrocarburos alojados en los grupos Cuyo y Lotena, permitiendo el escape hacia los niveles superiores. Las impregnaciones de bitumen presentes en areniscas y conglomerados decolorados del Grupo Neuquén (Cretácico Superior) son una evidencia de esta migración a superficie durante el Cenozoico. El objetivo de esta contribución es describir la estructuración de las rocas sello y del Grupo Neuquén en el área Aguada Baguales a partir de información sísmica 3D y de pozos, y correlacionar con la distribución de la alteración que genera el hidrocarburo en superficie.

La estructuración de las rocas sello se asocia al sistema transpresivo de la Dorsal de Huincul, y está dada por la presencia de: (1) un anticlinal de eje E-O y más de 15 km de extensión, limitado al S por una falla subvertical invertida de rumbo E-O, (2) fallas normales de rumbo NNO-SSE con buzamiento al SO en el sector NO, y (3) fallas de plano vertical, con orientación E-O y NO-SE en el sector S (Figura 1b). La distribución de las rocas sello estuvo controlada por el desarrollo del anticlinal, dado que existe una disminución progresiva de los espesores hacia la cresta, donde están ausentes (Elizondo 2014) (Figura 1c).

Las estructuras a la base del Grupo Neuquén consisten en lineamientos de: (1) orientación E-O y NO-SE en el sector O, (2) orientación N-S en el sector NO, y (3) orientación NE-SO en el centro. La estructuración de subsuelo coincide con la de superficie, conformada por: lineamientos de orientación E-O que hacia el O cambian a un rumbo NO-SE, lineamientos de orientación NE-SO, y un anticlinal de eje E-O (Figura 1d).

La distribución regional de la decoloración que genera el hidrocarburo se mapeó mediante el análisis de imágenes satelitales Landsat 7 en el área Barda González, Cerro Challacó y Sierra Barrosa (Figuras 1b y 1d). La combinación de cocientes RGB 3/1 5/4 5/7 muestra en colores rojos la distribución del Fe³⁺ en las pelitas rojas de las formaciones Cerro Lisandro, Portezuelo y Plottier, y en parte de las areniscas de la Formación Bajo de La Carpa. El color verde resalta los minerales con Fe²⁺ en las areniscas y conglomerados decolorados de la Fm. Portezuelo, y la base de la Formación Bajo de La Carpa. En colores turquesas y azules se muestran los minerales arcillosos con iones hidroxilos: los colores turquesas predominan en el flanco S del Cerro Challacó en todas las formaciones, y las tonalidades azules representan los sedimentos modernos al tope de la barda. El trabajo de campo permitió distinguir intercalaciones de areniscas decoloradas dentro de las pelitas rojas (que cambian a coloraciones gris verdosas hacia el contacto con estas areniscas) de las formaciones Cerro Lisandro y Plottier. La Formación Bajo de la Carpa grada desde sedimentitas decoloradas en la base, intercalaciones de sedimentitas decoloradas y rojas en su sección media (Figura 1e), y sedimentitas rojas hacia el techo.

Esta decoloración y la presencia de bitumen son evidencias de la circulación de hidrocarburos en las areniscas y conglomerados del Grupo Neuquén (Giusiano *et al.* 2008, Pons *et al.* 2015), a excepción de los niveles superiores de la Formación Bajo de la Carpa y de los niveles pelíticos que actuaron como acuícludos. La erosión de la roca sello en la posición de cresta y posiblemente algunas de las fallas descritas en la misma (Figura 1b) funcionaron como zonas de fuga para el hidrocarburo. Análisis cromatográficos del bitumen indican una afinidad con los hidrocarburos de la Formación Vaca Muerta (Pons *et al.* 2015), al igual que los petróleos entrampados en el Yacimiento Aguada Baguales. Se interpreta que los reservorios de la Formación Lotena y el Grupo Cuyo se cargaron desde el flanco norte estructura arriba (Figura 1b), y que cuando la carga llegó al sector donde se pierde el sello se produjo la fuga a superficie en sentido vertical a través de la Formación Centenario y el Grupo Neuquén.

La migración de hidrocarburo en el Grupo Neuquén estuvo controlada por su estructura, facies y ubicación de la zona vadosa. Las estructuras observadas a la base del Grupo Neuquén y en superficie constituyeron conductos para la migración vertical, y las facies más permeables funcionaron como los principales canales de migración lateral, dado que concentran la mayor alteración y proporción de bitumen. La preservación del cemento hematítico al tope de la Formación Bajo de La Carpa podría deberse a la dispersión lateral de los hidrocarburos líquidos cuando llegan a la zona vadosa, dado que no pueden seguir ascendiendo por la pérdida de flotabilidad. La integración de estudios de subsuelo con estudios de superficie permitió describir

la evolución de la migración y circulación de hidrocarburos en el área de estudio.

Referencias

Elizondo, M.E. 2014. Análisis estructural a partir de datos sísmicos 3D del Área Aguada Baguales, Neuquén, Argentina. Tesis de licenciatura, Universidad Nac. de San Juan (inédita), 82 pp., San Juan.
 Giusiano, A., Franchini, M.B., Impiccini, A. y Pons, M.J. 2008. Mineralización de Cu en sedimentitas

Mesozoicas del Grupo Neuquén y hábitat de los hidrocarburos en la Dorsal de Huincul Neuquén. 17° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 769-770, San Salvador de Jujuy.

Pons, M.J., Rainoldi, A. L., Franchini, M., Giusiano, A., Cesaretti, N., Beaufort, D., Patrier, P. e Impiccini, A. 2015. Mineralogical signature of hydrocarbon circulation in Cretaceous red beds of the Barda González area, Neuquén Basin, Argentina. AAPG Bulletin 99(3): 525–554.

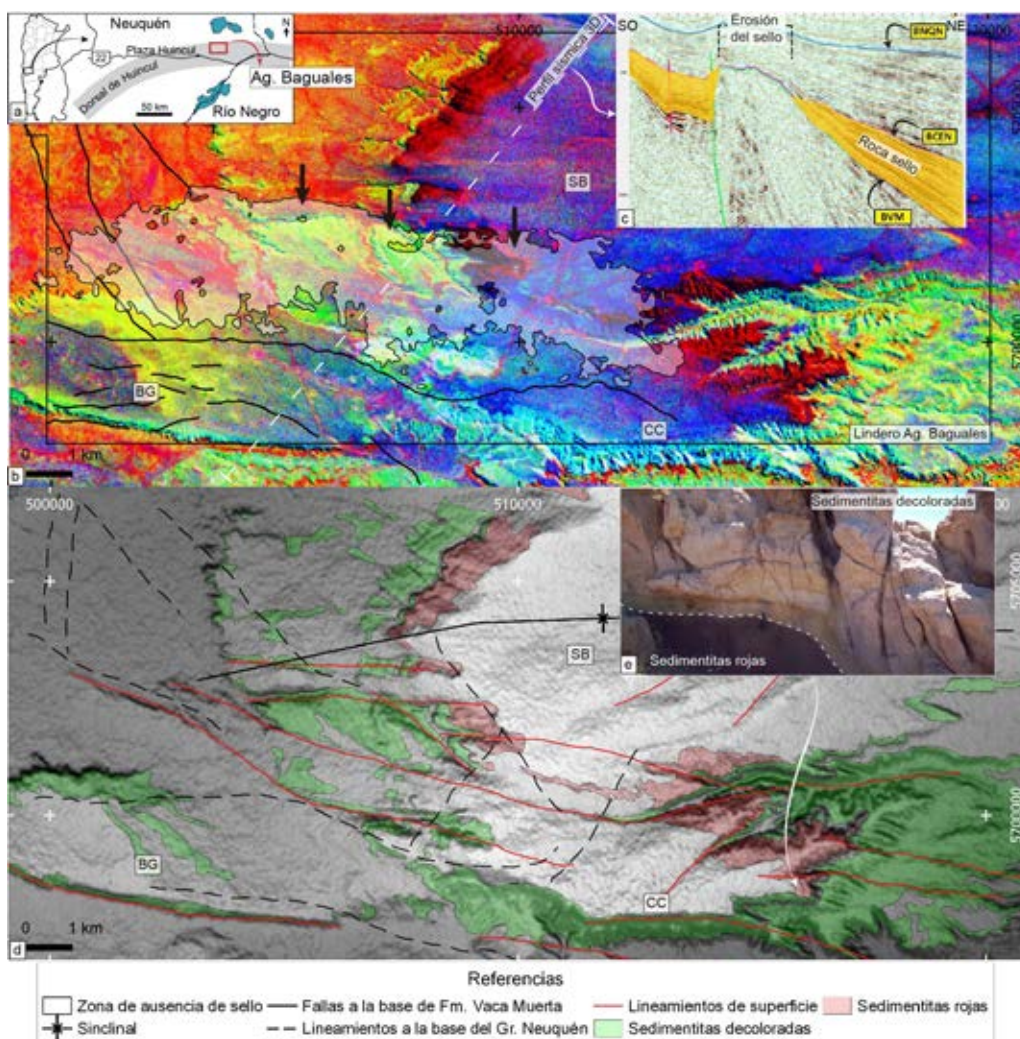


Figura 1. a y b) Ubicación del área y combinación de cocientes RGB 3/1 5/4 5/7 (SB: Sierra Barrosa, BG: Barda González, CC: Cerro Challacó, vector de migración de hidrocarburos en subsuelo marcado en flechas negras, proyección UTM 19S, WGS84). c) Perfil NE-SO a partir de sísmica 3D (BNQN: Base del Grupo Neuquén, BCEN: Base Formación Centenario, BVM: Base Formación Vaca Muerta). d) Mapa de sombras a partir de imagen SRTM. e) Intercalación de sedimentitas decoloradas y rojas.

ANÁLISIS ESTRUCTURAL DEL GRUPO CHOIYOI Y EL CICLO PRECUYANO EN EL YACIMIENTO EL MEDANITO S.E.

Lucas Saccavino¹

¹ Petrobras Argentina S.A. J. Lastra 6000, CP 8300, Neuquén. lucas.saccavino@petrobras.com

El objetivo del estudio es contribuir a resolver divergencias en la definición del estilo estructural del yacimiento El Medanito SE, particularmente para el intervalo de rocas volcánicas en la base de su columna estratigráfica. Si bien la estructura actual muestra un positivo para el tope de dichas vulcanitas, se ha interpretado anteriormente un hemigraben reactivado por inversión, o bien un alto preexistente. Corbera y Kraemer (2001) definieron un hemigraben rellenado por rocas piroclásticas del Ciclo Precuyano de edad Triásico superior-Jurásico inferior, invertido por compresión en el Jurásico tardío. Barrionuevo *et al.* (2013) interpretan un hemigraben rellenado por rocas volcánicas en el Triásico inferior, asignadas a la sección superior del Grupo Choiyoi, invertido durante la tectónica andina. Cristallini *et al.* (2013) interpretan que el alto estructural ya existía en tiempos del Precuyano, sin ser necesario recurrir a la inversión tectónica para explicar el levantamiento de su estructura.

El intervalo superior del Grupo Choiyoi se compone principalmente por rocas efusivas ácidas (riolitas) del Triásico inferior, según lo informado por Barrionuevo *et al.* (2013) con las dataciones en base a U-Pb. Las rocas de este intervalo son las que tienen mejor productividad y se presentan en el sector central del yacimiento. Existen también en el Grupo Choiyoi niveles más profundos de composición básica interpretados como flujos lávicos de basalto y traquibasalto. En sectores circundantes al alto central del yacimiento se presentan rocas básicas a bimodales (basaltos, andesitas, riolitas y depósitos volcanoclásticos) del Triásico superior, interpretadas como del Ciclo Precuyano, los sedimentos que sobreyacen pertenecen al Jurásico superior, por lo tanto existe una discordancia con prolongado hiatus al tope de las vulcanitas.

La correlación de perfiles eléctricos de pozos en el Grupo Choiyoi ha sido siempre dificultosa en el yacimiento, por lo cual el mapeo estructural se realizó tradicionalmente al tope de las rocas volcánicas. Sin embargo, se identifican sectores particulares del campo donde esta correlación es posible, si bien los sectores mapeados representan niveles diferentes, su mapeo permite establecer la geometría de niveles internos del Grupo Choiyoi en el intervalo perforado. Para definir la estructura en niveles más profundos se recurre al picado sísmico en un cubo 3D reprocesado en el año 2010, obteniendo así la imagen estructural de niveles de basalto con reflexiones fuertes, presentes en el sector central del yacimiento y alcanzado sólo por algunos pozos.

Como resultado de dicho análisis se observa que los niveles internos del intervalo perforado del Grupo Choiyoi son afectados por fallamiento extensional, tienen buzamientos de unos 16° y presentan truncación erosiva al tope del grupo (Figuras 1 y 2). El mapeo de los niveles de basalto más profundos se resuelve con una geometría en hemidomo con buzamientos radiales hacia los cuadrantes N, O, y parcialmente NE (Figura 3). Estas inclinaciones son coincidentes con las observadas en niveles superiores. El sector central del hemidomo muestra un complejo sistema de bloques rotados, donde predominan las fallas normales de dirección E-O. Dicho sistema de fallamiento presenta importante desplazamiento vertical en el sector central, llegando en algún caso a 300 m, y disminuye a corta distancia al oeste al alejarse de la estructura positiva. Hacia el sureste la estructura interna levanta fuertemente hasta permitir que algunas perforaciones alcancen los basaltos, con fuerte erosión del intervalo de rocas ácidas. Si bien para el tope de las vulcanitas el máximo estructural continúa hacia el sur, la información sísmica no posibilita resolver la estructura interna de Choiyoi fuera de los límites mapeados en la Figura 3.

La sección estructural de la figura 1 permite visualizar la relación entre los niveles superiores y los más profundos, la erosión al tope del Grupo Choiyoi y la presencia del Ciclo Precuyano en los márgenes del alto central. Se interpreta que la presencia de un antiguo alto compuesto por rocas efusivas del Triásico inferior (Grupo Choiyoi) controló el emplazamiento del Ciclo Precuyano, que no encuentra aquí el espacio de sedimentación de un graben o hemigraben, dicho alto en tiempos del Jurásico superior controló fuertemente la depositación de la Formación Catriel, y su génesis se vincula a un sistema de horst, que con variaciones en su geometría se extiende hacia el sureste fuera del área mapeada y estaría relacionado al proceso de rifting de edad Triásico superior - Jurásico inferior.

El hemidomo descrito se emplaza en el hundimiento norte de un horst, donde la abundante información de pozos y presencia de reflexiones fuertes profundas permite representar su estructura interna, la truncación erosiva contra discordancia y los sistemas de fallas E-O y NO-SE que le dieron origen.

La acumulación de petróleo en estas rocas del Grupo Choiyoi se debe a un entrampamiento por truncación erosiva contra discordancia con sello en las arenas impermeables de la Formación Catriel, en un antiguo hemidomo rodeado por un *carrier* de primer orden como son los conglomerados y areniscas de la Formación Petrolífera, ubicada bajo la Formación Catriel, que conformó un valle inciso rellenado por sedimentos fluvioaluviales y controlado también por el antiguo alto, al cual flanquea por sus márgenes norte y este (Figura1).

Referencias

Corbera, R. y Kraemer, P. 2001. Aplicación de sísmica 3-D en un reservorio no-conventional de rocas ignimbríticas, Cuenca Neuquina, Argentina: EXIPET Exposición Internacional de Tecnología Petrolera, México, D.F., Febrero 2001: 14–16.

Barrionuevo, M., Amosio, M. y Llambías, J. 2013. Nuevos datos geocronológicos en subsuelo y afloramientos del Grupo Choyoi en el Oeste de la Pampa: Implicancias estratigráficas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 70(1): 31-39

Cristallini, E., Likerman, J., Gallo, L., Tomezzoli, R., Argüello, J., Sigismondi, M., Saccavino, L., Szela-

gowski, M., Gozalvez, G., Rodriguez, L., y Monsalvo, G. 2013. Estudio estructural de la región de 25 de Mayo, El Medanito Sudeste, Jagüel de los Machos y alrededores (provincias de Río Negro y La Pampa). Petrobras, Informe Interno.

Rossello, E. y Barrionuevo, M. 2005. El hemigraben invertido del Yacimiento 25 de Mayo – Medanito S.E.: Evolución geodinámica de un rift en borde de cuenca. 6° Congreso de Hidrocarburos, Actas en CD, Mar del Plata.

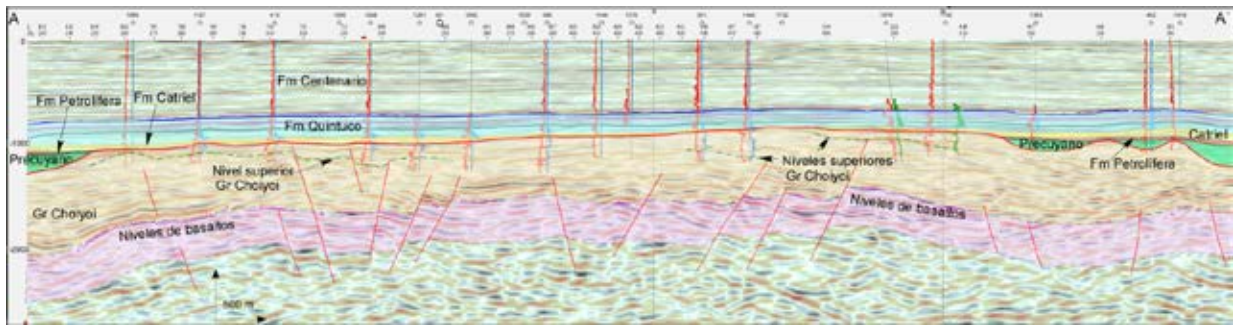


Figura 1. Sección sísmica interpretada indicando la estructura de los niveles internos del Grupo Choyoi, tope del mismo, Precuyano y niveles superiores.

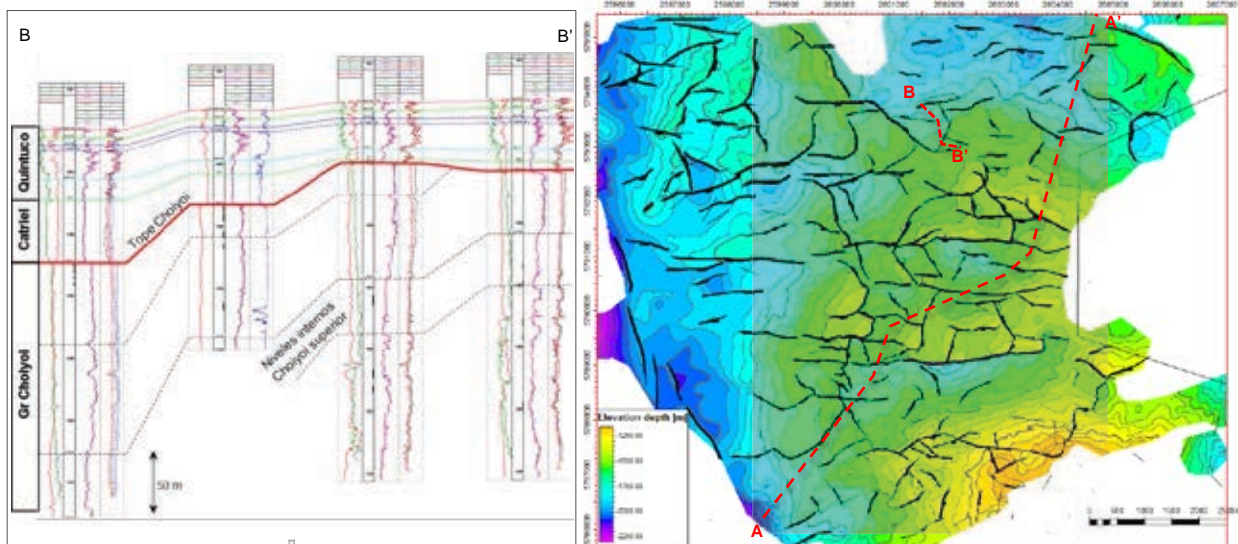


Figura 2. Sección entre pozos con evidencia de truncación erosiva
Figura 3. Estructural a un nivel de basaltos. Estructura interna del Grupo Choyoi.

MICROESTRUCTURAS Y METAMORFISMO DE SOTERRAMIENTO EN LA FORMACIÓN SIERRA CHACAICÓ, SINRIFT DE LA CUENCA NEUQUINA

Rodrigo Javier Suárez¹ y Pablo Diego González¹

¹Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología (UNRN-CONICET). Av. J. A. Roca 1242, CP 8332, General Roca (Río Negro). rsuarez@unrn.edu.ar

Se describen microestructuras de deformación y una asociación mineral metamórfica de muy bajo grado en conglomerados y brechas, y rocas piroclásticas intercaladas entre areniscas y pelitas marinas, que en conjunto se apoyan en discordancia angular sobre el basamento ígneo-metamórfico de la cuesta de Rahue (39°24'30"S / 70°47'48"O), al igual que en el cordón de la Piedra Santa en el arroyo Catán Lil (39°20'46"S / 70°39'2"O) y también yuxtapuestas en contacto tectónico con el basamento en el arroyo La Jardinera (39°23'51"S / 70°47'11"O). En la cuesta de Rahue y en el cordón de la Piedra Santa, los conglomerados y brechas se mencionan por primera vez y aun no es del todo claro si pertenecen a unidades del pre-cuyano o de la base del Grupo Cuyo. En el arroyo La Jardinera, las brechas son asignadas a la base de la Formación Los Molles e interpretadas como flujos aluviales por Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1994), mientras que Paim *et al.* (2008) las incluyen dentro de la Formación Sierra Chacaicó. En este resumen, sobre la base del abundante contenido de piroclastos de esta unidad, se propone separarlas de la Formación Los Molles y considerarlas como Formación Sierra Chacaicó, además de compararla con la segunda etapa de *syn-rift* de la Cuenca Neuquina (Pángaro *et al.* 2009). En forma preliminar, y hasta no contar con una mayor cantidad de datos tectono-estratigráficos, los conglomerados y brechas de la cuesta de Rahue y el cordón de la Piedra Santa también se incluyen dentro de la Formación Sierra Chacaicó.

Las brechas y conglomerados son clasto sostén, tienen escasa matriz pelítica y el cemento es principalmente de calcita, óxidos de Fe y argilominerales. Son texturalmente inmaduros, su selección es pobre y los clastos, que provienen del basamento ígneo-metamórfico, son de esquistos Qtz + Bt + Ms (abreviaturas según Bucher y Grapes 2011) de la Fm. Colohuincul y gneises And + Crd del Complejo Piedra Santa, en ambos casos angulosos, y también de granitoides redondeados del Complejo Plutónico del Chachil.

Las rocas piroclásticas se clasifican como tobas vitro-cristalinas y se componen de trizas vítreas y fragmentos pumíceos, ambos desvitrificados y recristalizados, de litoclastos volcánicos -esencialmente basaltos a andesitas- y de microfenocristales de plagioclasa cribada.

Las microestructuras de deformación son microestilolitas (y microeslickolitas) de tipo lisa y ondulada, sub-paralelas con la estratificación sedimentaria (Figura 1a y 1b). Exhiben micas alineadas en forma paralela a estos planos, posiblemente por reorientación mecánica de las escamas (Figura 1a), y óxidos e hidróxidos de Fe y materia orgánica como residuo insoluble. Algunas de estas micas exhiben deformación intracristalina de tipo extinción ondulosa y están estiradas y flexuradas en forma de "*micro-boudins*" y tienen cuellos donde se ha producido cristalización de clorita (Figura 1c).

Los granos de Qtz exhiben bordes de disolución y contactos suturados. Microvetillas cortan de forma perpendicular a la estratificación sedimentaria y se componen de Cal + Qtz + Py (Figura 1d), en ocasiones las microestilolitas confluyen en estas microvetillas.

Las microestructuras son coincidentes con un campo de esfuerzos de soterramiento, donde el máximo esfuerzo (σ_1) se encuentra perpendicular a la estratificación. La compactación producto del acortamiento vertical, favoreció los procesos de rotación pasiva de las micas y los procesos de difusión por transferencia de masa, tales como disolución-precipitación (Blenkinsop 2000). Dado que estas rocas se apoyan directamente sobre el basamento y soportan una pila sedimentaria de espesores variables en los tres sectores analizados, sobre la base de los espesores que constan en Cucchi *et al.* (2005) se calculó una presión de carga de aprox. 80 Mpa para la Formación Sierra Chacaicó, que en parte es coincidente con la calculada en 100 Mpa para la base del Grupo Cuyo en Cupén Mahuida (Schiuma *et al.* 2011).

La asociación mineral metamórfica de muy bajo grado se presenta en distintos dominios de las rocas, como reemplazo de los argilominerales de la matriz de las brechas y los conglomerados, y también en los cuellos de los *micro-boudins* de micas. En las tobas aparece como relleno tanto en las vesículas de los fragmentos pumíceos como en las microvetillas (Figura 1d), y también en la matriz y como reemplazo de los cristaloclastos de plagioclasa y micas. En brechas y conglomerados, la asociación mineral está compuesta por Chl + Ser + Ep + óxidos-hidróxidos de Fe \pm Prh. Asimismo, en las tobas la asociación es de Ab + Cal + Chl + Ep + Qtz + Py + óxidos de Fe \pm Pmp. Las asociaciones minerales en todas estas rocas indican un metamorfismo regional en facies ceolita (Frey y Robinson 1999). Las microestructuras y la asociación mineral de muy bajo grado son características del metamorfismo de soterramiento, donde el agente térmico es predominante sobre el bórico, y donde la ausencia de clivaje tectónico y la existencia de micro-estilolitas sugieren compresión por carga.

El origen de la perturbación térmica para el metamorfismo de soterramiento y la edad del mismo son temas de actual discusión. Por el momento, el metamorfismo está acotado a unidades del *syn-rift* del relleno

de la cuenca Neuquina y no se puede precisar porqué se produjo. Aunque sin datos precisos, de acuerdo a la edad del relleno y de la inversión tectónica de estos depocentros, el metamorfismo está acotado entre la edad de la Formación Sierra Chacaicó (Pliensbachiano) y pre-Cretácico Superior. Este trabajo se desarro-

lló en el marco de una “Beca Estímulo a las Vocaciones Científicas” del CIN; se utilizó el equipamiento del IIPG-UNRN y el financiamiento del proyecto acreditado PI-UNRN-40-A-302. (Fig 1)

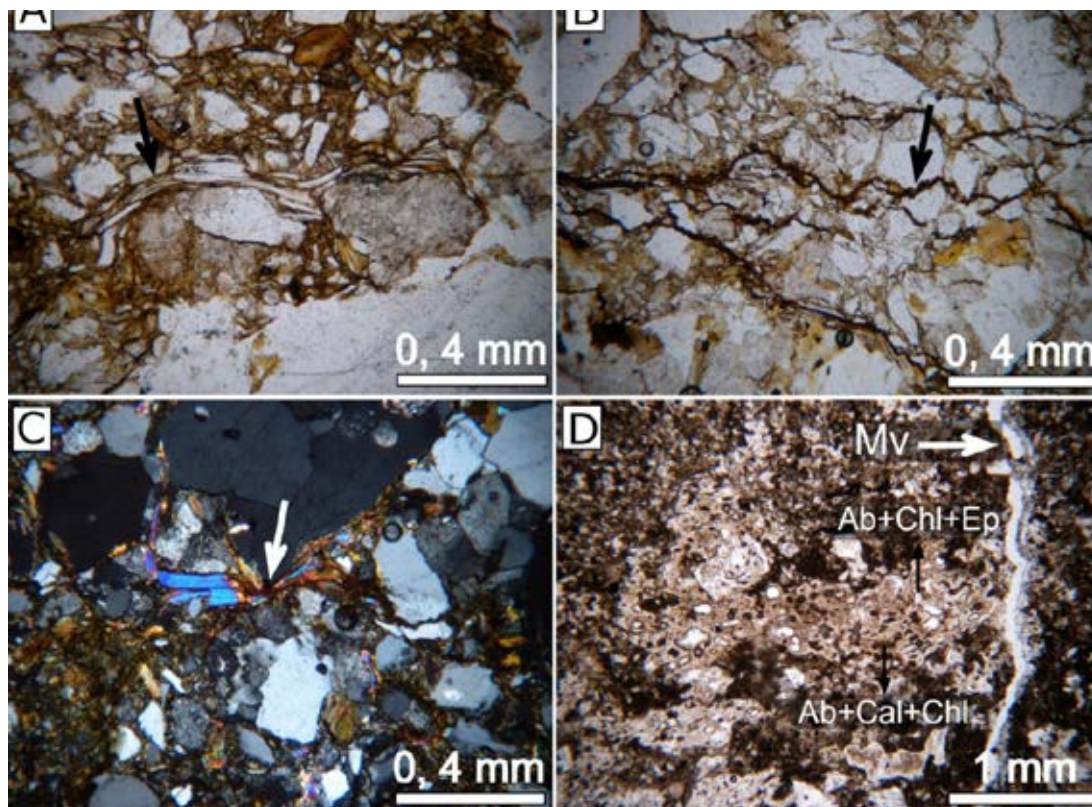


Figura 1: A) Microestilolita con micas reorientadas en los planos. B) Microestilolita tipo ondulada. Nótese la disolución de los granos de cuarzo (flecha) y el residuo insoluble de óxidos + hidróxidos de Fe. C) Muscovita flexurada tipo *micro-boudin*, compactación entre granos de Qtz y cristalización de clorita en el cuello (flecha). D) Microvetilla (Mv) de Cal + Qtz + Py y una pómez con Ab + Cal + Chl + Ep en las amígdalas.

Referencias

Blenkinsop, T. 2000. Deformation Microstructures and Mechanisms in Minerals and Rocks. Kluwer Academic Publishers, 133 p. Dordrecht.
 Bucher, K. y Grapes, R. 2011. Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Springer-Verlag, 428 p., Berlín.
 Cucchi, R., Leanza, H. A., Repol, D., Escosteguy, I., González, R. y Danieli, J. C. 2005. Hoja Geológica 3972-IV, Junín de los Andes, Provincia del Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 357, 102 p. Buenos Aires.
 Frey, M. y Robinson, D. 1999. Low-grade Metamorphism. Blackwell Science, 313 p., Cambridge.
 Gulisano, C. y Gutiérrez Pleimling, A. 1994. Field Guide: The Jurassic of the Neuquén Basin, a) Neuquén Province. Asociación Geológica Argentina, Serie E(2): 1-111.

Paim, P., Silveira, A., Lavina, E., Faccini, U., Leanza, H., Teixeira, J. y D'ávila, R. 2008. High resolution stratigraphy and gravity flow deposits in the Los Molles Formation (Cuyo Group-Jurassic) at La Jardinera region, Neuquén Basin. Revista de la Asociación Geológica Argentina 63(4): 728-753.
 Pángaro, F., Pereira, D. M. y Micucci, E. 2009. El sinrift de la dorsal de Huincul, Cuenca Neuquina: evolución y control sobre la estratigrafía y estructura del área. Revista de la Asociación Geológica Argentina 65(2): 265-277.
 Schiuma, M., Rodríguez, E., Tórtora, L. y Llambías, E. 2011. Depósitos de origen volcánico en el Yacimiento Cupén Mahuida, Cuenca Neuquina, Argentina. 8º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, IAPG, Trabajos Técnicos, Actas en CD-ROM: 147-167, Mar del Plata.

CONSIDERACIONES ESTRUCTURALES SOBRE LA INTERACCION ENTRE EL BASAMENTO Y LA CUBIERTA SEDIMENTARIA EN LA REGION DE PAMPA TRIL-FILO MORADO, CUENCA NEUQUINA

Martín Turienzo¹, Natalia Sánchez¹, Fernando Lebinson¹ y Luis Dimieri¹

¹ Instituto Geológico del Sur (INGEOSUR-CONICET). Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, San Juan 670, CP 8000, Bahía Blanca. turienzo@uns.edu.ar

La región de Pampa Tril se localiza en el faldeo oriental del Volcán Tromen, al norte de la provincia del Neuquén, en el ámbito de la faja corrida y plegada de Chos Malal (Figura 1a). Este cinturón orogénico se caracteriza por involucrar en la deformación al basamento de la Cuenca Neuquina, el cual aflora en la Cordillera del Viento y forma diversas estructuras en profundidad en la zona de Las Yeseras y Pampa Tril (Figura 1b). El sector presenta un interés particular debido a la presencia de complejas estructuras tectónicas que deformaron a las rocas sedimentarias mesozoicas y dieron lugar a importantes yacimientos hidrocarbúricos como El Portón y Filo Morado, cuya geometría en subsuelo se conoce con detalle debido a la gran cantidad de pozos perforados. Pese a la relevancia económica y a las numerosas interpretaciones del área, no existe aún un consenso acerca del modo en el cual el basamento participa de la deformación y de su interacción con las estructuras desarrolladas en la cubierta sedimentaria.

Las primeras interpretaciones de la región muestran al basamento formando amplias escamas tectónicas sobrecorridas cuyo desplazamiento hacia el antepaís origina duplicaciones e importantes apilamientos en los niveles sedimentarios, los cuales resuelven hacia la superficie mediante un retrocorrimiento dando forma a una zona triangular (Ploszkiewicz y Viñes 1987, Ramos y Barbieri 1988, Nocioni 1996). Otros autores vincularon dicha zona triangular epidérmica a estructuras de basamento originadas como pliegues por propagación de falla, con un limbo frontal subvertical, que se desplazan luego sobre un despegue en la cubierta sedimentaria (Viñes 1989, Kozłowski *et al.* 1998, Allmendinger *et al.* 2004). Estudios más recientes, principalmente sustentados en numerosos datos de pozos, revelan que la estructura de los yacimientos El Portón-Filo Morado es un apretado anticlinal con flancos muy empinados, al cual interpretan como una combinación de plegamiento por despegue y por propagación de falla (Zapata *et al.* 2001, Zamora Valcarce y Zapata 2005). Estos últimos consideran que el anticlinal se formó parcialmente en respuesta a la

inversión positiva de fallas normales previas y que este mecanismo de reactivación tectónica también originó los alzamientos kilométricos del basamento que conforman las estructuras de Las Yeseras y Pampa Tril. A partir de nuestras observaciones de campo y de un análisis minucioso de las líneas sísmicas 2D y pozos en el área, realizamos una nueva interpretación estructural para este sector de los andes neuquinos (Figura 1c). En el faldeo oriental del Volcán Tromen los corrimientos Totoras y Las Yeseras causan un ascenso escalonado del basamento y su propagación hacia la superficie origina dos amplios pliegues asimétricos, de geometría monoclinal. En diversos sectores de las sísmicas se reconocieron reflectores profundos, cubiertos en discordancia angular, los cuales se interpretan como depósitos de *sinrift* vinculados a fallas normales mesozoicas y que en general no evidencian signos de inversión. El anticlinal Pampa Tril es la estructura de basamento más importante y se interpreta formada inicialmente como un pliegue por flexión en falla de primer orden cuya inserción en la cubierta generó el anticlinal de Filo Morado, y luego el corrimiento Pampa Tril corta fuera de secuencia plegando los estratos suprayacentes y dando lugar al gran resalto estructural del área (Figura 1c). Tal como postulan algunos modelos previos, el desplazamiento horizontal de esta estructura se resuelve mediante el desarrollo de un retrocorrimiento de techo pasivo. El anticlinal Filo Morado puede reconstruirse como un pliegue por flexión de segundo orden, que a su vez traslada deformación a niveles suprayacentes y genera diversas estructuras de menor escala observadas en la sísmica. Este tipo de relación entre estructuras de basamento y pliegues de diverso orden en la cubierta sedimentaria se reconoce en superficie en el sector interno de la faja corrida y plegada de Chos Malal, al oeste del área de estudio (Turienzo *et al.* 2014). La geometría original del anticlinal Filo Morado se encuentra afectada por el desarrollo de una incipiente deformación en el basamento infrayacente, incluyendo una falla normal buzante al oeste levemente invertida que es cortada por un corrimiento del cual se desprenden retrocorrimientos menores en la base de la secuencia sedimentaria. La sección interpretada ilustra la compleja vinculación entre la deformación del basamento y la cubierta sedimentaria, resaltando la importancia de la integración de la información de campo y subsuelo para comprender el desarrollo estructural de los frentes andinos, particularmente en regiones de interés prospectivo.

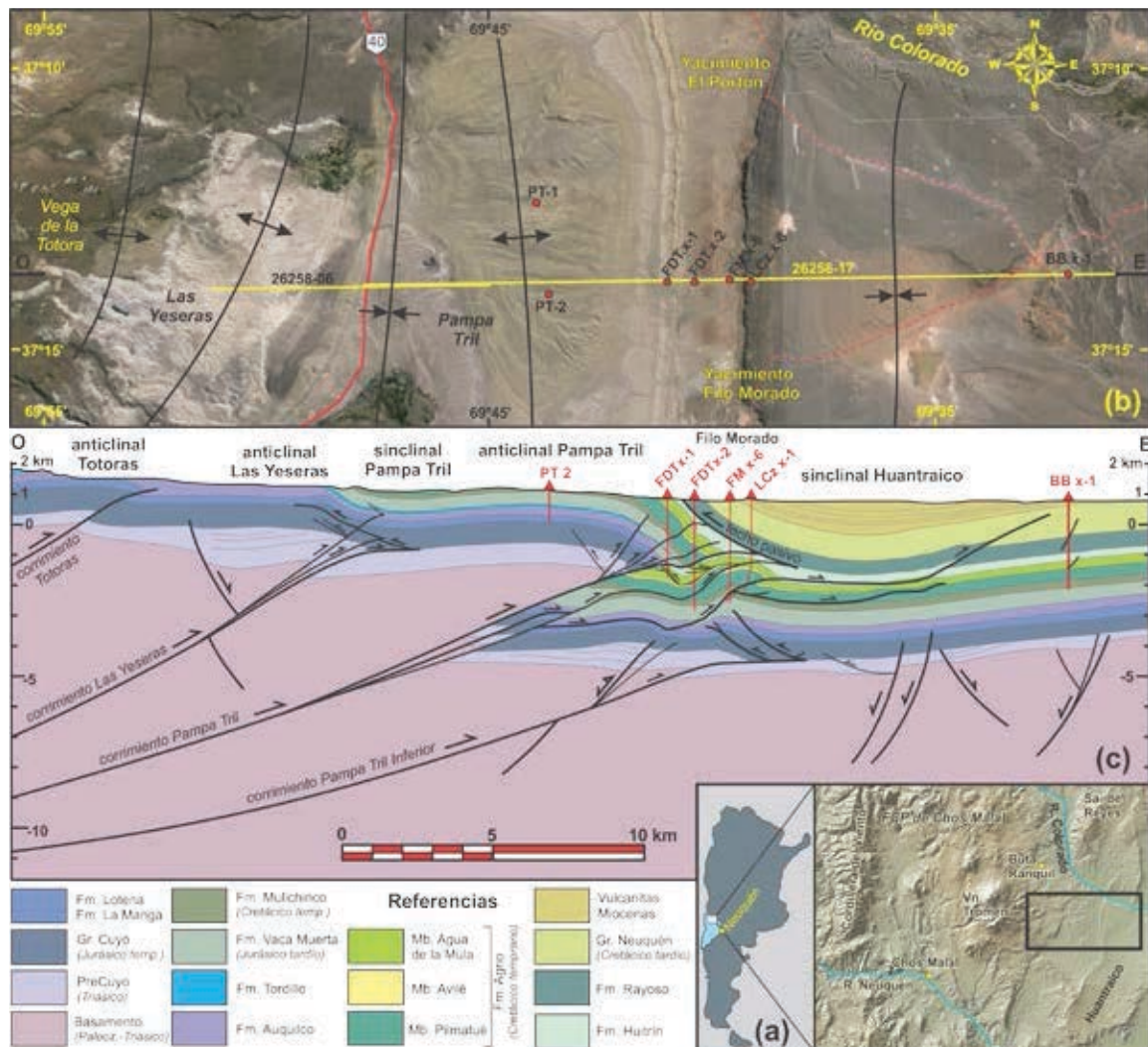


Figura 1. a y b) Ubicación de la zona de estudio. c) Sección estructural interpretada.

Referencias

- Allmendinger, R., Zapata, T., Manceda, R. y Dzelalija, F. 2004. Trishear kinematic modeling of structures, with examples from the Neuquén Basin, Argentina. En McClay K. (ed.), Thrust tectonics and hydrocarbon systems, AAPG memoir 82: 356-371.
- Kozłowski, E., Cruz, C. y Sylwan, C. 1998. Modelo exploratorio en la faja corrida de la Cuenca Neuquina, Argentina. Boletín de Informaciones Petroleras 55: 4-23.
- Nocioni, A. 1996. Estudio estructural de la Faja Plegada y Corrida de la Cuenca Neuquina- Surmendocina. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 353-372, Buenos Aires.
- Ploszkiewicz, V. y Viñes R. 1987. Filo Morado: Un descubrimiento exploratorio en cinturón plegado. Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Época 4(10): 97-102, Buenos Aires.
- Ramos, V. y Barbieri, M. 1988. El volcanismo cenozoico de Huantraico: edad y relaciones isotópicas iniciales, provincia de Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 18: 210-223.
- Turienzo, M., Sánchez, N., Dimieri, L., Lebinson, F. y Araujo, V. 2014. Tectonic repetitions of the Early Cretaceous Agrio Formation in the Chos Malal fold-and-thrust belt, Neuquén basin, Argentina: geometry, kinematics and structural implications for Andean building. Journal of South American Earth Sciences 53, 1-19.
- Viñes, R. 1989. Interpretación de la estructura de Filo Morado: 1º Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 1107-1124.
- Zamora Valcarce, G. y Zapata, T. 2005. Estilo estructural del frente de la faja plegada Neuquina a los 37°S. 6º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, archivos electrónicos.
- Zapata, T., Dzelalija, F. y Olivieri, G. 2001. Desarrollo de reservorios fracturados de la Formación Mulichinco usando modelado estructural 3D: yacimiento Filo Morado, Cuenca Neuquina, Argentina. Boletín de Informaciones Petroleras 66: 38-47.

Geofísica y Modelado



RELACIONES ENTRE VARIACIONES DEL CAMPO GRAVIMÉTRICO DERIVADO DEL SATÉLITE GOCE Y LAS ZONAS DE RUPTURA DE LOS ÚLTIMOS GRANDES SISMOS DE MEGAFALLA INVERSA EN LA TRINCHERA PERUANO-CHILENA

Orlando Álvarez¹, Agustina Pesce¹, Rodolfo Christiansen¹, Silvina Nacif¹, Mario Gimenez¹ y Andrés Folguera²

¹ CONICET. Instituto Geofísico y Sismológico Ing. Volponi, FCEyN, UNSJ, San Juan. E-mail: orlando_a_p@yahoo.com.ar

² INDEAN. Inst. de Estudios Andinos "Don Pablo Groeber". Dep. Cs. Geológicas, FCEN, UBA, Bs As.

La predicción de la potencial liberación de energía sísmica y la distribución de las fuentes cosísmicas en contextos tectónicos activos han sido las principales tareas en los últimos años a partir de mediciones de campo y sensado remoto incluyendo mediciones del campo de gravedad y deformaciones del terreno a partir de GPS e INSAR. La zona de subducción Peruano-Chilena está caracterizada por la ocurrencia de grandes sismos de megafalla inversa en la zona de contacto entre las placas de Nazca y Sudamericana. En esta región fue liberada cerca de un tercio del total de la energía sísmica global en el último siglo. Las mediciones de gravedad han probado ser de mucha utilidad para el estudio de la estructura, geometría de la placa y segmentación sísmica de la zona de interplaca (ej. Song y Simons 2003; Wells et al. 2003; Llenos y McGuire, 2007; Sobiesak et al. 2007; Tassara 2010; Alvarez et al. 2014; Maksymowicz et al. 2015). Mejoras considerables en la medición del campo de gravedad Terrestre a partir de la misión del satélite GOCE (Gravity Field and Steady State Ocean Circulation Explorer) han proporcionado modelos de campo de gravedad a escala global con una cobertura homogénea, alta precisión y buena resolución espacial. Los modelos satelitales puros son útiles para inferir procesos internos terrestres asociados con la estructura litosférica y heterogeneidades corticales.

En particular, el gradiente vertical de la gravedad (T_{zz}), en comparación con la anomalía de Bouguer clásica, define las heterogeneidades de masa superficiales con más exactitud. En el presente trabajo, calculamos el T_{zz} a partir del último modelo de GOCE *GO_CONS_GCF_2_TIM_R5* (Pail et al. 2011), el cual fue corregido por efecto topográfico y por efecto de los sedimentos en los depocentros de la región fuera de costa a lo largo del margen Peruano-Chileno. A partir del mismo estudiamos la relación espacial entre los diferentes lóbulos de la señal derivada de la gravedad

(T_{zz}) y las zonas de ruptura para los modelos de deslizamiento de los últimos grandes sismos (Figura 1), encontrando una buena correlación entre el gradiente vertical de la gravedad y las principales zonas de ruptura (los máximos desplazamientos en las zonas de ruptura de los grandes sismos están centrados cerca de lóbulos con valores bajos de T_{zz}), correlación que se vuelve más importante a medida que la magnitud del evento aumenta (Figura 1, arriba-derecha).

A partir de la comparación entre el T_{zz} derivado de los dos últimos modelos derivados del satélite GOCE *GO_CONS_GCF_2_TIM_R4* y *GO_CONS_GCF_2_TIM_R5* se encontró que las variaciones temporales del campo gravitatorio pueden estar relacionadas a cambios en la distribución de masas o a variaciones en la presión de fluidos antes y después de los sismos de 2010 $M_w=8.8$ Maule y del de 2014 $M_w=8.2$ Pisagua respectivamente (se detectó una disminución del T_{zz} sobre el área en donde ocurrió la máxima ruptura, en los dos años previos a los sismos de 2014 $M_w=8.2$ Pisagua y $M_w=7.7$ Iquique.)

El gradiente vertical de la gravedad derivado a partir del satélite GOCE es de gran utilidad para delinear heterogeneidades relacionadas a cambios en la estructura de densidades en la placa cabalgante y subducida, como así también para analizar diferentes fenómenos relacionados con la subducción de altos batimétricos como ser montes submarinos, plateaus y dorsales asimétricas (Alvarez et al. 2014). Estas características de la placa oceánica pueden actuar como barreras sísmicas como así también promover sismos debido a la erosión de la placa superior y el subsecuente colapso extensional, lo cual es mostrado por los bajos valores del T_{zz} y/o por la disminución de la señal gravimétrica. En este trabajo hemos explorado otras relaciones importantes entre el T_{zz} y otras cantidades, como ser el valor sísmico *b-value* y con el acoplamiento sísmico. Este análisis sugiere que los modelos satelitales puros como el modelo GOCE y en particular el T_{zz} pueden ser utilizados como una herramienta predictiva para determinar los potenciales desplazamientos cosísmicos en una determinada región (y la potencial energía sísmica a ser liberada en un segmento de subducción, determinado el tamaño potencial de una zona de ruptura y la distribución de los desplazamientos) como el caso del gap de Iquique al norte de Chile. La ventaja de los datos derivados de la gravimetría satelital son la cobertura homogénea sobre toda la interfaz de placas, y que los datos están disponibles previo a la ocurrencia de un evento sísmico. Resaltando por lo tanto la importancia de futuras mejoras en el monitoreo de las variaciones espacio-temporales de la señal gravimétrica en las zonas de interplaca por medio de misiones satelitales.

Referencias

Álvarez, O., Nacif, S., Gimenez, M., Folguera, A. y Brautenberg, A. 2014. Goce derived vertical gravity gra-

dient delineates great earthquake rupture zones along the Chilean margin. *Tectonophysics* 622: 198-215.

Chlieh, M., de Chabaliér, J.B., Ruegg, J.C., Armijo, R., Dmowska, R., Campos, J. y Feigl, K.L. 2004. Crustal deformation and fault slip during the seismic cycle in the North Chile subduction zone, from GPS and InSAR observations. *Geophysical Journal International* 158(2): 695-711.

Chlieh, M., Perfettini, H., Tavera, H., Avouac, J., Remy, D., Nocquet, J., Rolandone, F., Bondoux, F., Gabalda, G. y Bonvalot, S. 2011. Interseismic coupling and seismic potential along the Central Andes subduction zone. *Journal of Geophysical Research* 116: B12405, doi:10.1029/2010JB008166.

Llenos, A.L. y Mc Guire, J.J. 2007. Influence of fore-arc structure on the extent of great subduction zone earthquakes. *Journal of Geophysical Research* 112: B09301.

Maksymowicz, A., Tréhuc, A., Contreras-Reyes, E. y Ruiz, S. 2015. Density-depth model of the continental wedge at the maximum slip segment of the Maule Mw8.8 megathrust earthquake. *Earth and Planetary Science Letters* 409: 265-277. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2014.11.005>

Pail, R., Bruisma, S., Migliaccio, F., Förste, C., Goiginger, H., Schuh, W.D., Höck, E., Reguzzoni, M., Brockmann, J.M., Abrikosov, O., Veicherts, M., Fecher, T., Mayrhofer, R., Krasbutter, I., Sansò, F. y Tscherning, C.C. 2011. First GOCE gravity field models derived

by three different approaches. *Journal of Geodesy* 85: 819-843.

Schurr, B., Asch, G., Hainzl, S., Bedford, J., Hoehner, A., Palo, M., Wang, R., Moreno, M., Bartsch, M., Zhang, Y., Oncken, O., Tilmann, F., Dahm, T., Victor, P., Barrientos, S. y Vilotte, J.P. 2014. Gradual unlocking of plate boundary controlled initiation of the 2014 Iquique earthquake. *Nature* 512: 299-302. doi:10.1038/nature13681

Sobiesiak, M.M., Meyer, U., Schmidt, S., Götze, H.J. y Krawczyk, C. 2007. Asperity generating upper crustal sources revealed by b-value and isostatic residual anomaly grids in the area of Antofagasta. *Journal of Geophysical Research* 112: B12308. doi:10.1029/2006JB004796.

Song, T.R. y Simons, M. 2003. Large trench-parallel gravity variations predict seismogenic behavior in subduction zones. *Science* 301: 630-633.

Tassara, A. 2010. Control of forearc density structure on megathrust shear strength along the Chilean subduction zone. *Tectonophysics* 495: 34-47. doi:10.1016/j.tecto.2010.06.004.

Wells, R.E., Blakely, R.J., Sugiyama, Y., Scholl, D.W. y Dinterman, P.A. 2003. Basin centered asperities in great subduction zone earthquakes: a link between slip, subsidence and subduction erosion? *Journal of Geophysical Research* 108(B10): 2507-2536. doi:10.1029/2002JB002072.

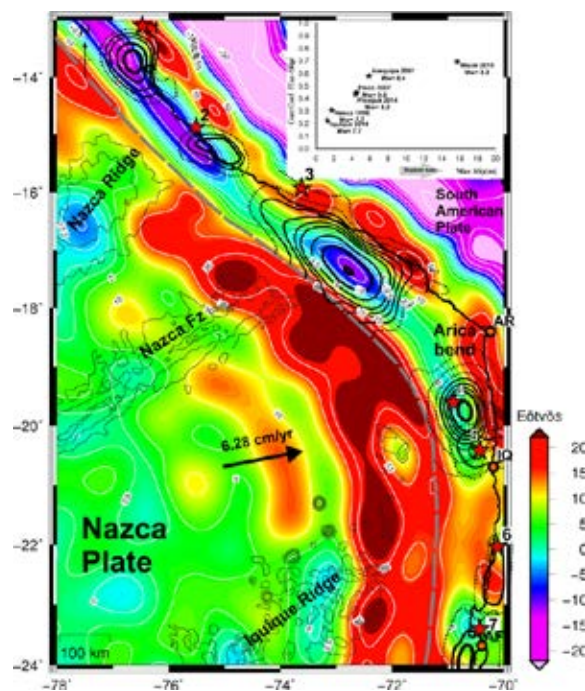


Figura 1: Gradiente vertical de la gravedad corregido por topografía en la región de los Andes centrales y la placa de Nazca obtenidos a partir del modelo GOCE (Pail et al. 2011) *GO_CONS_GCF_2_TIM_R5* (el T_{zz} es indicado con los contornos blancos). Sobrepuestos: distribuciones de deslizamiento para los sismos de 2007 Mw=8.0 Pisco (1); 1996 Mw=7.7 Nazca (2), 2001 Mw=8.4 Arequipa (3), 2007 Mw=7.7 Tocopilla (6) y 1995 Mw=8.1 Antofagasta (7) de Chlieh et al. (2004, 2011) y para los de 1° Abril de 2014 Mw=8.2 Pisagua (4) y 3° Abril de 2014 Mw=7.7 Iquique (5) de Schurr et al. (2014). Referencias: Estrellas rojas marcan los epicentros AR: Arica, IQ: Iquique, AF: Antofagasta. Arriba-derecha: Coeficiente de correlación entre el T_{zz} y el desplazamiento versus el máximo desplazamiento para los distintos eventos. A medida que la magnitud del evento aumenta, la correlación entre los lóbulos del T_{zz} (mGal/m) y alto desplazamiento (m) aumenta.

ESTUDIO GEOLÓGICO Y GEOFÍSICO DE CORRIMIENTOS PREANDINOS EN EL PIE DE MONTE DE PRECORDILLERA OCCIDENTAL, DEPTO. CALINGASTA, SAN JUAN

Ariza Juan^{1,2}, Sánchez Marcos^{1,2}, Boedo Florencia^{2,3}, Pérez Lujan Sofía^{2,4}, Vujovich Graciela^{2,3}, Martínez Patricia^{1,2}

¹ IGSV - UNSJ (Instituto Geofísico Sismológico Volponi - Universidad Nacional de San Juan)

E-mail: jpariza@conicet.gov.ar

² CONICET (Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas).

³ IDEAN - UBA (Instituto de Estudios Andinos Don Pablo Groeber. Depto. Cs. Geológicas, FCEN, Univ. de Buenos Aires)

⁴ CIGEOBIO (Centro de Investigaciones de la Geósfera y Biosfera) Dpto. de Geofísica y Astronomía, FCFN – Universidad Nacional de San Juan.

Introducción

En este aporte se analizan las características geológicas estructurales y geofísicas de un sector de la faja máfica-ultramáfica de la Precordillera Occidental sanjuanina, a la latitud de la Villa Cabecera del departamento Calingasta (Figura 1).

Existen pocos trabajos concernientes a la zona de estudio, donde se aborde el análisis de las propiedades geofísicas de las rocas del Paleozoico inferior a escala local, entre los que se pueden mencionar los aportes de Geuna y Escosteguy (2006), Fazzito (2011). En el marco de la Tesis Doctoral del Lic. Juan P. Ariza se han publicado una serie de avances (véase Ariza *et al.* 2014) relacionados a la aplicación de métodos magnéticos como apoyo de las interpretaciones geológicas, algunos de los cuales son presentados en esta contribución.

Marco Geológico

Estratigráficamente, la zona de estudio está representada por potentes secuencias de rocas eopaleozoicas, de ambiente marino (Quartino *et al.* 1971) en facies de fondo oceánico (Astini *et al.* 1996) entre los cuales se intercalan cuerpos ígneos básicos y ultrabásicos con signatura geoquímica de E-MORB (Kay *et al.* 1984, entre otros). Estos depósitos se presentan polideformados (von Gosen 1995) y soportan en fuerte discordancia angular a los depósitos del neopaleozoico (Ramos *et al.* 1984). Estructuralmente, estas unidades, en particular los afloramientos de la Formación Alcaparrosa de amplio predominio en el área, están caracterizada por diferentes órdenes de plegamiento que se observan a diferentes escalas. Estos pliegues se orientan preferencialmente en sentido NO-SE, en concordancia con el grano estructural predominante

de la región (Ariza *et al.* 2014). Lineamientos estructurales, de decenas de km de extensión siguen un patrón semejante al descrito por los pliegues de la región, es decir, NO-SE. La inclinación de los planos de fracturación asociados a estos lineamientos es NE, al igual que los planos axiales de los pliegues de arrastre asociados a los mismos, los cuales se desarrollan a lo largo de potentes franjas en sentido E-O donde frecuentemente se localizan las franjas de mineralización de sulfatos de Al, Fe y Mg. Estos corrimientos son truncados hacia el E y O por sistemas de fallas y corrimientos andinos, lo que pone de manifiesto el carácter preandino de los mismo.

Geofísica. Datos Y Metodos

La base aeromagnética utilizada fue proporcionada por SEGEMAR (Servicio Geológico Minero Argentino) y corresponde a la Zona 17 – Bloque II Precordillera Sur (Mendoza – San Juan). Estos datos fueron relevados a una altura de vuelo nominal de 120 m siguiendo líneas de vuelo principales de dirección N-S, espaciadas cada 1000 m. Se realizaron líneas de vuelo de control con dirección E-O, espaciadas cada 7500 m. La grilla proporcionada por SEGEMAR tiene una separación nodal de 5x5 km. La nivelación de los datos aeromagnéticos fue realizada por el equipo de investigadores del área de Métodos Potenciales del IGSV (Instituto Geofísico Sismológico “Ing. Fernando Volponi”) a partir de magnetometría terrestre que forma parte de la base de datos de este instituto. La metodología aplicada en la nivelación es descrita en Ruiz *et al.* (2011).

Así, se obtuvo la Carta de Anomalía Magnética observada, a partir de la cual se realizó el perfil magnético (curvas de anomalía magnética residual y su reducción al polo, señal analítica, gradientes horizontales y verticales de la anomalía magnética) a lo largo de una sección de interés.

Resultados

La anomalía magnética residual presenta un valor máximo hacia el sector occidental del perfil y disminuye su valor hacia el tramo centro oriental donde describe un mínimo y un máximo de menor amplitud. La geometría de la curva de señal analítica se caracteriza por una longitud de onda mayor, la cual describe un máximo en la zona occidental del perfil AB. La curva de la señal analítica presenta dos características: una geometría de mayor longitud de onda que estaría relacionada con una fuente anómala de mayor profundidad. Una serie de máximos y mínimos de menor longitud de onda en la curva de señal analítica, estarían reflejando atributos geológicos de superficie (fallas principales, contactos geológicos). Los gradientes vertical y horizontal reflejan los contrastes principales los cuales quedan representados por máximos y mínimos de gran magnitud (principalmente sobre el sector centro – oeste del perfil estudiado), estos esta-

rían asociados a contactos tectónicos producidos por corrimientos andinos y preandinos. En el extremo NE del perfil se observa un máximo de ambos gradientes que estaría relacionado con un corrimiento ciego presente en la interpretación estructural.

Conclusiones

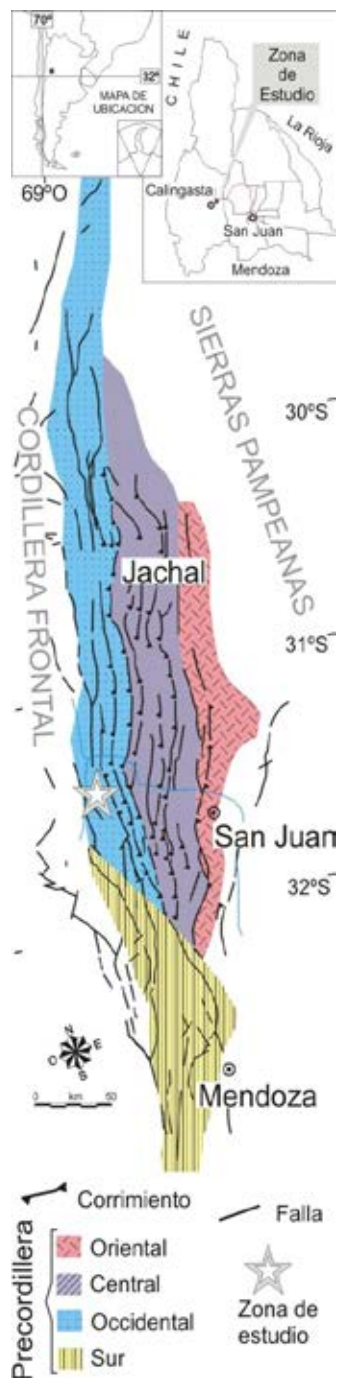
La región presenta una trama estructural compleja que surge de la superposición de estructuras de plegamiento y fallamiento. En la zona de estudio, el reconocimiento de grandes zonas de fracturación se dificulta por el grado de homogeneidad que presentan las unidades del Paleozoico inferior en cuanto a su litología, grado de deformación y metamorfismo asociado. Muchas veces, los corrimientos preandinos solo generan una repetición dentro de una misma unidad (Formación Alcaparrosa). Por tal motivo, los resultados que proporcionan los datos aeromagnéticos procesados y la determinación de subproductos de la carta de anomalía magnética residual se constituyen como una excelente herramienta de contraste para la identificación de este tipo de estructuras.

AGRADECIMIENTOS. Este trabajo es un aporte al Proyecto de investigación de Jóvenes investigadores (UNSJ-SECITI).

Referencias

- Ariza, J.P., Martínez, M.P., Vujovich, G.I., Boedo, F.L., Alvarez, O. y Sanchez, M.A. 2014. Sensoramiento remoto y magnetismo aplicado al estudio de terrenos paleozoicos en la Precordillera occidental (31°20'LS), San Juan, Argentina. GEOACTA 39(1): 35-50.
- Astini, R., Ramos, V., Benedetto, J., Vaccari, N. y Cañas, F. 1996. La Precordillera: un terreno exótico a Gondwana. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 5: 293-324, Córdoba..
- Fazzito, S. 2011. Estudios geofísicos aplicados a la neotectónica de la falla El Tigre, precordillera de San Juan. Universidad de Buenos Aires. Tesis Doctoral (inédita).
- Geuna, S. y Escosteguy, L. 2006. Mineralogía magnética de la Formación Alcaparrosa (Ordovícico) y del pórfiro pérmico que la intruye, Calingasta, provincia de San Juan. 8° Congreso de Mineralogía y Metalogénia, Actas: 99-106, Buenos Aires.
- Kay, S., Ramos, V. y Kay, R. 1984. Elementos mayoritarios y trazas de las vulcanitas ordovícicas de la Precordillera occidental; basaltos de rift oceánico temprano (?) próximo al margen continental. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 48-65, Río Negro.
- Quartino, B., Zardini, R. y Amos, A. 1971. Estudio y exploración geológica de la región Barreal- Calingasta, provincia de San Juan, República Argentina. Asociación Geológica Argentina, Monografía 1: 184 p.
- Ramos, V., Jordan, T., Allmendinger, R., Kay, S., Cortés, J., Palma, M. 1984. Chileña: un terreno alóctono

- en la evolución paleozoica de los Andes Centrales. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 84-106.
- Ruiz, F., Gimenez, M., Martínez, P. e Introcaso, A. 2011. Control de calidad de datos aeromagnetométricos. La importancia de una adecuada corrección diurna en la interpretación geofísica. 8° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas: 1-11, Mar del Plata.
- von Gosen, W. 1995. Polyphase structural evolution of the southwestern Argentine Precordillera. Journal of South American Earth Sciences 8: 377-404.



PROPUESTA DE DESARROLLO DE MODELOS NUMÉRICOS PARA ANALIZAR PROCESOS GEODINÁMICOS EN LOS ANDES CENTRALES (30-36°S)

Matías Barrionuevo¹, José Mescua¹, Javier Quinteros², Laura Giambiagi¹

¹ IANIGLA. CCT–Mendoza (CONICET), Parque San Martín s/n, 5500 Mendoza, Argentina.

E-mail: mbarrionuevo@mendoza-conicet.gob.ar

² Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, Telegrafenberg, 14473 Potsdam, Alemania.

En los últimos años, la aplicación de modelos numéricos a la geología, y particularmente a los procesos geodinámicos, ha tomado bastante importancia. Esto se debe a que las escalas de observación humana, son reducidas en tiempo y espacio (profundidad) y a que el vertiginoso avance de la tecnología permite correr sofisticados modelos matemáticos (Gerya 2010). Por estas razones, los modelos numéricos son una poderosa herramienta para complementar con la información geológica, con el fin de ensayar modelos geodinámicos conceptuales, desde un punto de vista más cuantitativo.

Este trabajo presenta la propuesta de tesis doctoral, que consiste en ensayar modelos numéricos termomecánicos para testear los distintos modelos geodinámicos planteados para el orógeno Andino, entre los 30° y 36° de latitud sur, por distintos autores. Se prevé hacer aportes sobre los distintos mecanismos de retroalimentación entre los procesos geodinámicos profundos, constructores del relieve, y procesos superficiales, destructores del mismo, tal como lo proponen las teorías geodinámicas más innovadoras de las tres últimas décadas (Molnar y England 1990, Willet *et al.* 1993, Lamb y Davis 2003, Whipple y Meade 2006).

De acuerdo a diversos autores (Gansser 1973, Jordan *et al.* 1983, Ramos 1999, y otros) las características y la segmentación del orógeno Andino se deben a la interacción de dos componentes principales en un sistema de subducción. Por un lado, a la dinámica de la interacción entre las placas en la zona de subducción, que se relaciona a los cambios en la edad y buzamiento de la placa subducida. (Jordan *et al.* 1983, Ramos *et al.* 2004, Ramos 2010). Por el otro, a las propiedades termomecánicas de la Placa Sudamericana, vinculadas a zonas de debilidad cortical previas y a la historia térmica de la placa. Las estructuras previas pueden ser reactivadas durante la orogenia, afectando la dinámica y morfología del orógeno (Allmendinger *et al.* 1983, Allmendinger y Gubbels 1996, Kley *et al.* 1999, Pearson *et al.* 2013). El flujo térmico y las variaciones composicionales de la litósfera definen el espesor previo a la deformación, y controlan el comportamiento reológico de la placa (Tassara *et al.* 2006). Mientras que los controles relacionados a la dinámica actual de la zona de

subducción han sido extensamente estudiados, el rol de la placa superior no ha tenido el mismo interés.

Diversos modelos conceptuales de deformación cortical profunda han sido propuestos para los Andes a estas latitudes. Estos modelos pueden dividirse en dos tipos: aquellos con vergencia oriental y aquellos con vergencia occidental. Dentro de los primeros se encuentra el modelo de cuña cortical y los distintos modelos que utilizan un *detachment* maestro con inclinación al oeste. Diametralmente opuesto a estos modelos, se encuentra el modelo de vergencia occidental de Armijo *et al.* (2010, 2015) que proponen la existencia de un *detachment* tipo rampa-plano con inclinación al este. Todos estos modelos planteados hasta la fecha carecen de sustento mecánico, por lo que se hace necesario para avanzar en el conocimiento de los procesos geodinámicos, el modelado numérico.

Giambiagi *et al.* (2012) proponen que al norte de los 35°S la deformación de la corteza superior e inferior estaría acoplada, mientras que al sur de los 35°S, las estructuras superficiales están desacopladas de las profundas. Este cambio podría deberse a diferencias en la resistencia de la litósfera en la placa superior, heredadas de la historia pre-andina. Plantean que eventos previos como el magmatismo félsico permo-triásico y el desarrollo de la Cuenca Neuquina (Triásico-Jurásico), modificaron el espesor y composición de la corteza haciendo la litósfera más o menos resistente. Al norte de los 35°S, la corteza engrosada y félsica, no sufrió modificaciones sustanciales debido a que el *rifting* mesozoico no fue tan activo. Al sur de los 35°S, debido al adelgazamiento cortical y al subplacado máfico se generó una litósfera más delgada y máfica, y por eso más resistente. Estas diferencias en la estructuración de la litósfera, habrían sido las responsables de que al sur de los 35°S, durante la orogenia Andina, la litósfera más resistente impidió la deformación de la corteza inferior produciendo un desacople entre la corteza superior frágil y la inferior dúctil. Al norte, el mayor espesor de la corteza y su composición félsica, dan como resultado una litósfera más débil, donde la deformación afecta a la corteza superior e inferior, estando acopladas ambas.

Esto se podría testear utilizando modelos numéricos termomecánicos. Existen trabajos realizados en otras latitudes, que utilizan los modelos numéricos para ensayar distintas hipótesis de evolución geodinámica (Babeyko y Sobolev, 2005, Sobolev y Babeyko 2005, Quinteros *et al.* 2009, Quinteros y Sobolev 2013). Para esta zona nos basaremos en dichos modelos, incluyendo las modificaciones necesarias para adaptarlas a las condiciones locales. Los mismos están basados en el método de los elementos finitos, utilizando las ecuaciones de Stokes (dinámica de fluidos) para simular la evolución a largo plazo y gran escala de la corteza en este orógeno. Se evaluará la posibilidad de acoplar el modelo termomecánico a un modelo simple de erosión-sedimentación.

El desarrollo de los modelos se complementará con la información geológica y estructural obtenida de distintas transectas en las que están trabajando los integrantes del Grupo Tectónica del IANIGLA-CONICET. Por esta razón, se apunta a realizar un trabajo interdisciplinario e integral, para aportar información de base cuantitativa sobre la evolución andina para esta latitud.

Referencias

- Allmendinger, R. W., Ramos, V. A., Jordan, T. E., Palma, M. y Isacks, B. L. 1983. Paleogeography and Andean structural geometry, northwest Argentina. *Tectonics* 2: 1-6.
- Allmendinger, R.W., y Gubbels, T. 1996. Pure and simple shear plateau uplift, Altiplano-Puna, Argentina and Bolivia: *Tectonophysics* 259: 1–13.
- Armijo, R., Rauld, R., Thiele, R., Vargas, G., Campos, J., Lacassin, R. y Kausel, E. 2010. The West Andean Thrust, the San Ramón Fault and the seismic hazard for Santiago, Chile. *Tectonics* 29. TC2007.
- Armijo, R., Lacassin, R., Coudurier-Curveur, A. y Carrizo, D. 2015 Coupled tectonic evolution of Andean orogeny and global climate. *Earth-Science Reviews* 143: 1-35.
- Babeyko, A. Y. y Sobolev, S.V. 2005. Quantifying different modes of the Late Cenozoic shortening in the Central Andes, *Geology* 33:621–624.
- Gansser, A. 1973. Facts and theories on the Andes. *Journal of the Geological Society* 129: 39-131.
- Gerya, T. 2010. Introduction to Numerical Geodynamic Modeling. Cambridge University Press, 345 p, Nueva York.
- Giambiagi, L.B., Mescua, J.F., Bechis, F., Tassara, A. y Hoke, G. 2012. Thrust belts of the Southern Central Andes: along strike variations in shortening, topography, crustal geometry and denudation. *GSA Bulletin*, 124(7/8): 1339-1351.
- 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.
- Kley, J., Monaldi, C.R., y Salfity, J.A. 1999. Along-strike segmentation of the Andean foreland: Causes and consequences. *Tectonophysics* 301:75–94.
- Lamb, S. y Davis, P. 2003. Cenozoic climate change as a possible cause for the rise of the Andes. *Nature* 425 (6960):792–797.
- Molnar, P. y England, P. 1990. Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg? *Nature* 346 (6279), 29–34.
- Pearson, D. M., Kapp, P., DeCelles, P.G., Reiners, P. W., Gehrels, G.E., Ducea, M.N., Pullen, A. 2013. Influence of pre-Andean crustal structure on Cenozoic thrust belt kinematics and shortening magnitude: Northwest Argentina. *Geosphere* 9:6, 1766-1782.
- Quinteros, J. 2008. Modelado numérico de un sistema de tipo andino y su respuesta a variaciones climáticas y reológicas. Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires (inédita), 151 p., Buenos Aires.
- Quinteros, J., Ramos, V. A. y Jacovkis, P. M. 2009. An elasto-visco-plastic model using the Finite Element Method for crustal and lithospheric deformation. *Journal of Geodynamics* 48, 2: 83-94.
- Quinteros, J. y Sobolev, S. V. 2013. Why has the Nazca plate slowed since the Neogene? *Geology* 41, 1:31-34.
- Ramos, V. 1999. Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. *Episodes*, 22:3,183-190.
- Ramos, V.A. 2010. The tectonic regime along the Andes: Present-day and Mesozoic regimes. *Geological Journal* 45: 2–25.
- Ramos, V.A., Zapata, T., Cristallini, E., e Introcaso, A. 2004. The Andean thrust system: Latitudinal variations in structural styles and orogenic shortening. En McClay, K.R. (ed.) *Thrust Tectonics and Hydrocarbon Systems*, American Association of Petroleum Geologists Memoir 82, p. 30–50.
- Sobolev, S.V. y Babeyko, A.Y. 2005. What drives orogeny in the Andes? *Geology* 33:617–620.
- Tassara, A., Götze, H.-J., Schmidt, S., y Hackney, R. 2006. Three-dimensional density model of the Nazca plate and the Andean continental margin. *Journal of Geophysical Research* 111, B09404,
- Willett, S., C. Beaumont, Fullsack, P. 1993. Mechanical model for the tectonics of doubly vergent compressional orogens. *Geology* 21: 371–374.
- Whipple, K. X., y Meade, B.J. 2006. Orogen response to changes in climatic and tectonic forcing. *Earth Planetary Science Letters* 243: 218–228.

ANÁLISIS DE LA CURVATURA DEL SUBANDINO BOLIVIANO A PARTIR DE MODELOS ANÁLOGOS SENCILLOS

Juan M. Calvagno^{1,3}, Ernesto O. Cristallini¹,
Renata N. Tomezzoli³, Leandro C. Gallo^{1,3},
Roberto M. Hernández², Juan Hernández²,
Alejandra Dalenz Farjat²

¹ Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. LAMONGE - IDEAN – CONICET. E-mail: juanmartincalvagno@hotmail.com

² XR-GEOMAP. Avenida Ricardo Durand 397. Salta

³ Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires IGEBAs, CONICET

La cadena andina, presenta a los 20° de Latitud Sur una curvatura en su rumbo, conocida como Oroclino Boliviano, Codo de Santa Cruz o Codo de Arica. Hacia el sur de esta latitud, el rumbo de los Andes y particularmente del sistema Subandino, es de alrededor de N10°E. Hacia el norte de dicha posición, el orógeno tuerce a un rumbo N45°O.

Esta angularidad entre los tramos norte y sur, no parece ser primaria, lo que le permitió a Carey (1958) acuñar por primera vez el término de "Oroclino Boliviano" haciendo referencia a un curvamiento secundario de una cadena montañosa originalmente recta. Sin embargo, hasta la actualidad no hay un consenso generalizado en cuanto al origen de la morfología regional de los Andes centrales. En cambio, existen evidencias suficientes para indicar que esta deformación se habría producido durante el Cenozoico. Estudios paleomagnéticos de unidades mesozoicas y cenozoicas en los Andes Centrales permitieron determinar la existencia de rotaciones sistemáticas según ejes verticales. La distribución espacial de rotaciones de bloques que incluye para algunos autores a la Puna y al Altiplano, es lo que se conoce como: "*Central Andean Rotation Pattern*" (Somoza *et al.* 1996), con rotaciones antihorarias al norte y horarias al sur del Codo de Arica (ver Arriagada *et al.* 2008 y trabajos allí citados).

En este trabajo se intenta evaluar la amplificación de una curvatura inicial del margen occidental sudamericano a partir de distintos grados de partición de la deformación. Se ha visto, que a partir de la medición de rotaciones paleomagnéticas, la curvatura actual no puede ser totalmente explicada. Dicho de otra forma, las rotaciones paleomagnéticas al norte y al sur del Codo de Santa Cruz, son menores que la angularidad entre ambos tramos de la cadena Subandina, indicando que la misma era originalmente curva, pero con una curvatura mucho menor que la actual. La hipótesis de este trabajo es que dicha curvatura suave inicial se habría amplificado por su propia geometría combinada con el ángulo de subducción oblicuo al margen actuante durante el Cenozoico. La relación de

convergencia del margen y del vector de subducción, fue distinta al norte y sur de la curvatura inicial. Esto podría haber causado distintos grados de partición de la deformación en ambos tramos y este hecho haber provocado la amplificación de la curvatura original.

A partir de experimentos análogos sencillos y bidimensionales (es decir sin contemplar variaciones en profundidad de la zona de subducción), se intentaron reproducir los distintos estadios de deformación que llevaron a la configuración actual del margen andino central.

Para estos primeros modelos la idea fue la de amplificar una supuesta curvatura inicial del margen a partir de aplicar distintos grados de partición de la deformación. La configuración general de los experimentos se basó en una discontinuidad de velocidad en la base de los mismos, que tiene una curvatura suave inicial y un ángulo determinado respecto del movimiento del sustrato móvil (Figura 1a). Sobre esta base se dispuso una capa de arena con la que se representa la deformación de la corteza superior, y sobre la que se evaluó la dirección de los rumbos estructurales.

Con el objetivo de probar distintos grados de partición de la deformación en los dos tramos de la cadena a representar (norte y sur), (Figura 1a), se dispuso una lámina de siliconas sobre la discontinuidad de velocidad y por debajo de la capa de arena. Esto se consiguió mediante la superposición de dos láminas de papel, una de las cuales quedó fija a la mesa (superior) y la otra (inferior) fue tirada por un motor. El ancho de esta zona de siliconas se utilizó para controlar el grado de partición de cada tramo en el experimento. Es esperable que a menor ancho de la lámina, mayor partición de la deformación. De esta manera, se pretende realizar varios experimentos, en donde se evaluarán distintos ángulos iniciales y distintos grados de partición hacia el norte y sur del sector que representa al Codo de Arica.

Si bien el trabajo, se encuentra actualmente en desarrollo, se pudieron obtener algunas conclusiones parciales. En la figura 1b se muestra la configuración final obtenida a partir de uno de los modelos, en el que se utilizó un ángulo de subducción de azimut 080° y ángulos iniciales de los frentes orogénicos de azimut 345° para el frente norte y 186° para el frente sur. En dicha figura, se muestra la interpretación del experimento una vez aplicado un acortamiento de 5 cm (equivalentes a unos 50 km en el prototipo natural). La comparación de la geometría obtenida y la topografía digital del sistema Subandino muestra una buena aproximación de algunos rasgos mayores. El modelo resultante representa muy bien el quiebre que se produce en la topografía del sistema (Figura 1b) en el sector del codo de Santa Cruz, donde el sistema Subandino Sur avanza más hacia el este mostrando un ancho mayor de la cadena andina. Asimismo puede verse en el modelo una superposición de las estructuras del sector norte

y sur respectivamente. Esta zona es la de mayor exhumación dentro del sistema Subandino y en la única que afloran rocas cámbricas. Desde este sector hacia el sur, el modelo muestra mayor elevación que en su tramo septentrional. En cuanto a las rotaciones, los modelos realizados hasta el momento, no logran amplificarlas a la situación teórica esperada. (Fig 1)

Referencias

Arriagada, C., Roperch, P., Mpodozis, C., y Cobbold, P.R. 2008. Paleogene building of the Bolivian Orocline: Tectonic restoration of the central Andes in 2-D map view. *Tectonics* 27(6): 1-14, TC6014.

Carey, S.W. 1958. The tectonic approach to continental drift. En: Carey, SW (eds.) *Continental Drift-A Symposium*. University of Tasmania Press: 177-358, Hobart.

Somoza, R., Singer, S. y Coira, B. 1996. Paleomagnetism of upper Miocene ignimbrites at the Puna, an analysis of vertical-axis rotations in the Central Andes. *Journal of Geophysical Research* 101: 11387-11400.

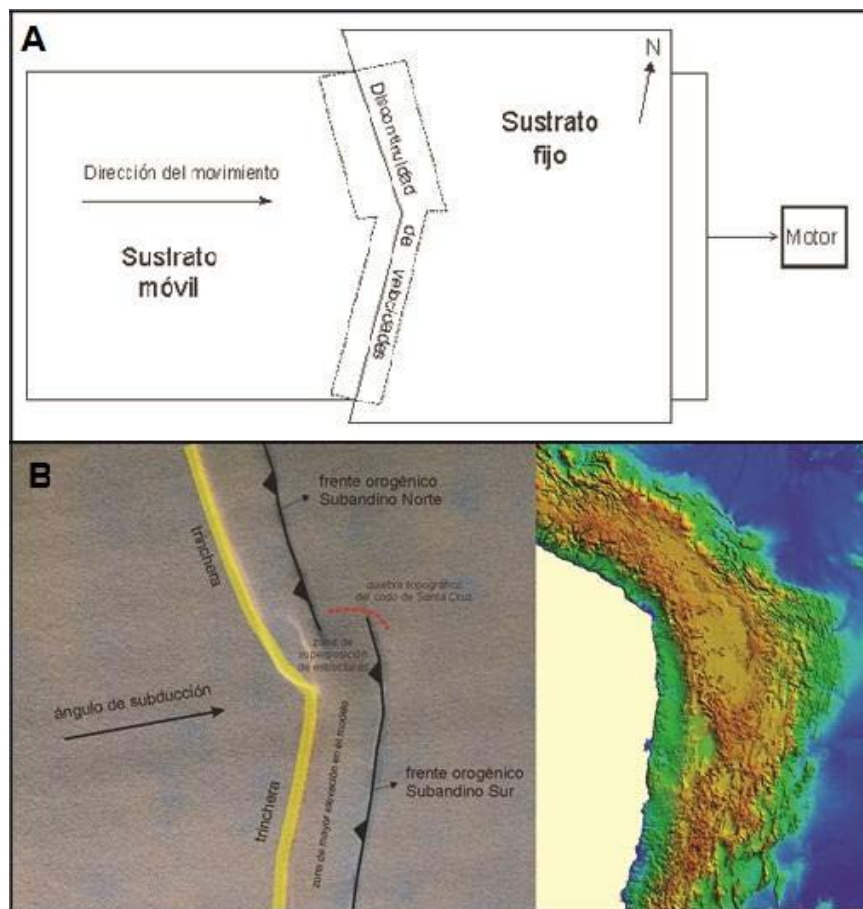


Figura 1: a) Esquema del experimento realizado. Los ángulos iniciales utilizados son de 15° para el frente orogénico norte y 6° para el frente orogénico sur. El ángulo de subducción es de $N80^\circ E$. Las líneas punteadas muestran los límites de las láminas de siliconas; b) Configuración final obtenida a partir un ángulo de convergencia de placas de azimuth 080° y ángulos iniciales de los frentes orogénicos de azimuth 345° para el frente norte y azimuth 186° para el frente sur. Su interpretación se realiza cuando a los 5 cm de acortamiento (equivalentes a unos 50 km en el prototipo natural).

CIZALLE PARALELO AL MARGEN EN UNA ZONA DE SUBDUCCIÓN OBLICUA, CON RELACIÓN A LA ZONA DE FALLA LIQUIÑE-OFQUI

Nicole Catalán¹, Klaus Bataille¹, Andrés Tassarà¹ y Rodolfo Araya²

¹ Departamento Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de Concepción. Casilla 160-C, Barrio Universitario, Concepción, Chile. E-mail: nicolecatalan@udec.cl

² Departamento de Ingeniería Matemática, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Concepción.

En diferentes zonas de subducción alrededor del mundo donde la convergencia entre las placas es oblicua, se ha identificado la presencia de fallas de rumbo paralelas al margen que acomodan parte de la deformación transpresiva registrada en este tipo de márgenes, la cual *se refiere a una zona de deformación en la que coexisten cizalle simple y acortamiento horizontal a lo largo y a través de ella, respectivamente* (Sanderson y Marchini 1984, Tikoff y Teyssier 1994). La localización de fallas de rumbo paralelas al margen ha sido atribuida a debilitamiento en la corteza debido a las altas temperaturas asociadas al magmatismo (Beck 1983, Tikoff 1998), no obstante, sólo algunas fallas de este tipo coinciden con arcos volcánicos a nivel mundial. Utilizando un modelo de convergencia oblicua basado en el método de elementos finitos para la zona de Sumatra (McCaffrey et al. 2000), sugieren que la localización de una falla de rumbo paralela al borde de placas en la placa superior, está controlada por la distribución de esfuerzos a la profundidad del desacople, en la interfaz de subducción. En los Andes del Sur, paralela al margen convergente oblicuo entre las placas de Nazca y Sudamérica, se desarrolla la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO), sistema de fallas intraarco documentada como una zona de cizalle dúctil dextral a dextral-inversa durante el Mioceno Tardío y parte del Plioceno, y una zona de cizalle frágil transpresional dextral durante el Plioceno y Pleistoceno (Hervé 1994, Cembrano et al. 1996, Arancibia et al. 1999, Lavenue y Cembrano 1999, Cembrano et al. 2002).

La geometría que poseen en profundidad las fallas de rumbo paralelas al margen en diferentes zonas de subducción oblicua alrededor del mundo, como la ZFLO, es aún desconocida.

En este trabajo, se calculó la deformación interna asociada a la subducción oblicua de la placa de Nazca bajo Sudamérica en el periodo intersísmico, utilizando las expresiones analíticas descritas en Okada (1992), para un semiespacio elástico, homogéneo e isotrópico. Luego, se calcularon las direcciones en las que el cizalle paralelo al límite de placas es máximo. Se espera que en las regiones donde dicho valor es máximo, se desarrollen debilidades corticales que en el largo plazo, den lugar a una falla de rumbo paralela al margen. Así, la geometría obtenida para una falla de rumbo paralela al margen ubicada en superficie a ~275 km. del límite de placas, es, vertical en superficie, curvándose a medida que aumenta la profundidad, hasta alcanzar la interfaz de placas a los 80 km. de profundidad, tal como se muestra en la figura 1. Esta podría representar la geometría de la ZFLO en el sur de Chile. Considerando que la ruptura debe ocurrir en la región donde el cizalle paralelo al borde de placas es máximo, se espera que en la profundidad en que se desarrolla la ZFLO, a lo largo de la interfaz de placas, se encuentre el valor más alto en módulo, del cizalle paralelo al límite de placas calculado para la zona de subducción, sin embargo, dicho valor máximo se obtiene a los 40 km. de profundidad, en el límite inferior de la zona que permanece bloqueada entre ambas placas durante el periodo intersísmico. Señalar que, una falla de rumbo paralela al margen que se extiende desde esta profundidad hasta la superficie, presenta una geometría puramente vertical, con una distancia entre su traza y la Fosa Perú-Chile menor a lo observado para la ZFLO (Cembrano et al. 1996). A partir de esto, puede entenderse que un análisis del comportamiento mecánico de la zona de subducción oblicua en los Andes del Sur no es suficiente para explicar la geometría y localización de la ZFLO.

Actualmente, se está trabajando en un modelo de subducción oblicua basado en el método de elementos finitos, el cual admite variaciones en las constantes elásticas que caracterizan los distintos materiales al interior de la Tierra. Utilizando este modelo,

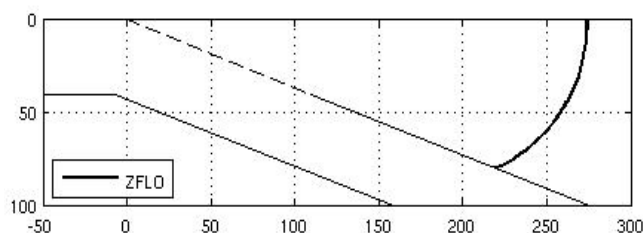


Figura 1. Orientación de los planos de máximo cizalle paralelo al margen en una zona de subducción oblicua, donde la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO) puede desarrollarse. El eje horizontal representa la distancia normal al límite de placas (km) y el eje vertical es profundidad (km). En línea punteada, la interfaz de placas que permanece bloqueada.

se evaluarán los efectos que cambios en las propiedades elásticas de la litósfera continental y oceánica, tienen sobre la localización y geometría de una falla de rumbo desarrollada paralela al límite de placas. Resultados de estos análisis se presentarán en la XVI Reunión de Tectónica.

Agradecimientos

Este trabajo fue apoyado por los proyectos FONDECYT 1100990 y 1101034. Mis estudios de postgrado son financiados por CONICYT (CONICYT-PCHA/Doctorado Nacional/2015-21151394).

Referencias

- Arancibia, G., Cembrano, J., Lavenu, A. 1999. Transpresión dextral y partición de la deformación en la Zona de Falla Liquiñe Ofqui, Aisén, Chile (44 45°S). *Revista Geológica de Chile* 26(1): 3–22.
- Beck Jr, M.E. 1983. On the mechanism of tectonic transport in zones of oblique subduction. *Tectonophysics* 93(1-2): 1-11.
- Cembrano, J., Hervé, F., Lavenu, A. 1996. The Liquiñe Ofqui Fault Zone: A long-lived intra-arc fault system in southern Chile. *Tectonophysics* 259: 55-66.
- Cembrano, J., Lavenu, A., Reynolds, P., Arancibia, G., Lopez, G., Sanhueza, A. 2002. Late Cenozoic transpressional ductile deformation north of the Nazca–South America–Antarctica triple junction. *Tectonophysics* 354: 289-314.
- Hervé, F. 1994. The Southern Andes between 39° and 44°S latitude: The geological signature of a transpressive tectonic regime related to magmatic arc. En Reutter, K.J., Scheuber, E., Wigger, P.J. (eds.) *Tectonics of the Southern Central Andes*, Springer Verlag: 243 248, Berlín.
- Lavenu, A., Cembrano, J. 1999. Compressional and transpressional stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in fore arc and intra-arc zones (Andes of Central and Southern Chile). *Journal of Structural Geology* 21: 1669–1691.
- McCaffrey, R., Zwick, P., Bock, Y., Prawirodirdjo, L., Genrich, J., Stevens, C.W., Puntodewo, S.S.O., Subarya, C. 2000. Strain partitioning during oblique plate convergence in northern Sumatra: geodetic and seismologic constraints and numerical modeling. *Journal of Geophysical Research*, 105: 28363–28376.
- Okada, Y. 1992. Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America* 82(2): 1018-1040.
- Sanderson, D., Marchini, W. 1984. Transpression. *Journal of Structural Geology* 6(5): 449–458.
- Tikoff B. 1998. Sunda style tectonics and magmatic arc processes. *Eos, Trans., AGU* 79(45): F222.
- Tikoff, B., Teyssier, C. 1994. Strain modeling of displacement-field partitioning in transpressional orogens. *Journal of Structural Geology* 16(11): 1575–1588.

ANÁLISIS DE FRACTURAS SOBRE LAS CALIZAS DE LA FORMACIÓN YACORAITE, PROVINCIA DE JUJUY

Clara Correa Luna¹, Jeremías Likerman¹, Daniel Leonardo Yagupsky¹ y Jonathan Tobal²

¹ Laboratorio de Modelado Geológico, Departamento de Ciencias Geológicas. IDEAN (UBA CONICET), Intendente Güiraldes 2160, Buenos Aires, Argentina. E-mail:claracorrealeu@gmail.com

² Instituto de Estudios Andinos Don Pablo Groeber, UBA-CO-NICET. Departamento de Ciencias Geológicas, FCEN, Universidad de Buenos Aires

El presente trabajo se enfoca en comprender la relación existente entre el plegamiento y el patrón de fracturamiento asociado. Los casos testigos analizados se ubican en las proximidades de las localidades de Abra Pampa y de Tres Cruces, y las fracturas fueron relevadas sobre las capas carbonáticas de la Formación Yacoraite. Se utilizó esta unidad por su comportamiento reológico, su adecuado grado de fracturamiento y su relevancia en la industria hidrocarburífera. Además, a la escala de trabajo, las capas de la Formación Yacoraite no presentan cambios litológicos laterales importantes, lo que permite aislar la variable reológica del estudio. Se seleccionaron dos sectores donde se realizaron estudios estructurales, para luego caracterizar las fracturas asociadas a los principales pliegues. La hipótesis de trabajo planteada es que la cronología y distribución de las fracturas están vinculadas con la evolución de las estructuras mayores, por lo que un estudio detallado de las mismas podría ser relevante a la hora de proponer una evolución estructural de la región. Se estudiaron también estructuras asociadas al fracturamiento, como son las bandas de deformación (*deformation bands*) (Aydin *et al.* 2006, Fossen *et al.* 2007).

Durante el relevamiento de los datos *in situ*, se utilizó la metodología de *scanline* lineal y circular (Figura 1), que se presenta como técnica de medición de trazas de fracturas basado en estimadores para los parámetros de fracturamiento (intensidad, densidad y tamaño). Estos parámetros reducen los errores de medición y proveen una descripción integrada de los aspectos de mayor utilidad en una red de fracturas (Mauldon *et al.* 2001). Cuantificar dichos parámetros permite entender la estabilidad, la deformación sufrida, el flujo de fluidos, los mecanismos de fracturación y la historia tectónica de un sistema.

Se reconoció, luego de su tratamiento estadístico, una relación entre el espesor de los bancos y la frecuencia de las fracturas (densidad). Asimismo, las familias diferenciadas fueron asociadas con la dirección de los esfuerzos deducida a partir de la estructuración de primer orden existente. Para ello, fue necesario separar de las poblaciones medidas aquellas

que responden a la curvatura de la unidad estudiada, ya que éstas no responden a la dinámica involucrada en la deformación. Se utilizó la plataforma numérica desarrollada por Likerman (2015), que permite predecir aquellas orientaciones de fracturas que reflejan la respuesta mecánica de la superficie a la curvatura local desarrollada. De esta forma, se lograron aislar aquellas familias de fracturas asociadas a la curvatura local de las superficies analizadas y no a la geometría a escala regional. Una vez aisladas estas familias, se procedió a establecer una cronología entre ellas, utilizando sus relaciones de corte y su posición en los diferentes pliegues, como lo explican Stearns y Friedman (1972). En cuanto a la densidad del daño estructural, se confirmó su dependencia con la proximidad a los corrimientos reconocidos en la zona.

Como conclusiones preliminares de este trabajo se destacan el reconocimiento de la cronología entre familias de fracturas vinculadas a pliegues anticlinales y sinclinales de esta región, la aplicación exitosa de la metodología de diferenciación de fracturas asociadas a la curvatura de aquellas de origen dinámico, y el reconocimiento de estructuras asociadas al fracturamiento como *deformation bands*, con significativas implicancias en la circulación de fluidos. Además, el relevamiento y análisis de las familias de fracturas desarrollado en este trabajo se complementa con trabajos previos realizados sobre la Formación Yacoraite, permitiendo un mejor entendimiento del patrón de fracturas en esta unidad. (Fig 1)

Referencias

- Aydin, A., Borja, R. I. y Eichhubl, P., 2006. Geological and mathematical framework for failure modes in granular rock. *Journal of Structural Geology* 28: 83-98.
- Fossen, H., Schultz, R. A., Shipton, Z. K. y Mair, K., 2007. Deformation bands in sandstone: a review. *Journal of the Geological Society of London* 164: 755-769.
- Likerman, J., 2015. Predicción del fracturamiento utilizando métodos estáticos sobre superficies geológicas irregulares. Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires (inédita). 141pp., Buenos Aires.
- Mauldon, M., Dunne, W. M. y Rohrbaugh, M. B., 2001. Circular scanlines and circular windows: new tools for characterizing the geometry of fracture traces. *Journal of Structural Geology* 23: 247-258.
- Stearns, D. W. y Friedman, M., 1972. Reservoirs in fractured rock. *American Association of Petroleum Geologists Memoir* 16: 82-106.



Figura 1. *Scanline* circular de 2 m de diámetro realizado sobre un afloramiento (techo) de la Formación Yacoraite.

ESTUDIO DEL MARGEN ORIENTAL DE LA SIERRA CHICA DE ZONDA, MEDIANTE LA INTEGRACIÓN DE MÉTODOS GEOFÍSICOS

Sebastián Correa Otto¹, Federico Lince Klinger², Mario Gimenez²

¹ Departamento de Geofísica y Astronomía. UNSJ. Av. Ig. de la Roza y Meglioli (5400) Rivadavia, San Juan. E-mail: s.correaotto@gmail.com

² Instituto Geofísico Sismológico Volponi (IGSV)- UNSJ. Ruta 12 KM.17. Rivadavia. San Juan. Argentina

Con el objetivo de incrementar el conocimiento acerca de las estructuras neotectónicas de una región muy próxima a los principales centros poblados de la provincia de San Juan y el peligro sísmico potencial directo e indirecto que representa cada una de las morfoestructuras identificadas en el borde oriental del extremo norte de la Sierra Chica de Zonda, es que se aplicó una batería de métodos geofísicos. Estos métodos fueron relevados y procesados especialmente para poder ser integrados en un modelo final. Es decir que los datos magnetométricos y gravimétricos fueron tomados cuidando la separación entre estaciones para conservar las cortas longitudes de onda en ambas señales y de esta forma poder compararlas con la información arrojada por la tomografía sísmica.

Un relevamiento magnetométrico fue realizado cubriendo el área de estudio. Luego el dato magnético fue corregido por variación diurna y se le descontó el IGRF para obtener las anomalías magnetométricas. Estas anomalías fueron transformadas por medio de una reducción al polo para poder comparar dichas anomalías con las obtenidas por el método sísmico y gravimétrico. Los métodos de realce de anomalías gradiente horizontal (Blakely 1995), amplitud de señal analítica (Nabighian, 1972) y Tilt (Verduzco *et al.* 2004) permitieron reconocer fuentes anómalas que por sus características fueron interpretadas como contactos litomagnéticos. Algunos de ellos se pueden vincular a escarpas reconocidas en el campo y mediante imágenes satelitales, otras no tienen manifestación en superficie, por lo que este trabajo resulta el primer reporte de estas estructuras que han sido interpretadas simplemente como contactos litomagnéticos.

Se realizó un relevamiento sísmico a lo largo de un perfil con dirección oblicua a una escarpa de falla, a partir del mismo fue construido un tomograma sísmico (Hayashi y Takahashi, 2001) que permitió el reconocimiento de una zona anómala que fue interpretada como una falla inversa que elevó un bloque por sobre otro más moderno (depósitos cuaternarios). La obtención de velocidades asociadas a las diferentes litologías, mediante información independiente tomografía eléctrica (Lince Klinger *et al.* 2012), permitió conocer de forma indirecta (expresión de Gardner *et al.* 1974) la densidad media de cada litología como también la geometría de las fuentes generadoras de anomalías.

Esto último es de gran importancia en la posterior generación de un modelo gravimétrico.

A continuación se llevó a cabo una microgravimetría a lo largo de un perfil con una longitud de 2 km. Se midieron 84 puntos gravimétricos y altimétricos estos últimos con GPS diferencial. Las lecturas de gravedad fueron referidas al punto de orden cero (IGSV) localizado a 500 metros del área de estudio y corregidas por marea terrestre y deriva instrumental. Luego se determinó la anomalía de Bouguer realizando las clásicas reducciones de Aire libre, Bouguer y topográfica. Por último la anomalía de Bouguer fue filtrada utilizando métodos simples, como el ajuste polinómico y otros más complejos que utilizan transformadas rápidas de Fourier (FFT) como el filtro pasa banda (Butterworth). Al comparar ambas residuales resultó más apropiada para cumplir con los objetivos propuestos la señal obtenida con el filtro pasa banda, resultado que evidenció las mismas fuentes anómalas que el método magnetométrico y sísmico. Los métodos de realce, señal analítica y gradiente horizontal, potenciaron lo anteriormente expresado.

Por último, se construyó un modelo gravimétrico ajustado con información sísmica, tomografía eléctrica y geológica. También se utilizó la magnetometría para localizar los contactos litológicos que luego fueron modelados como fallas. Este modelo presenta espesores litológicos que podrían vincularse a los depósitos cuaternarios, las sedimentitas terciarias y las calizas de edad ordovícica. Este representa el primer modelo geofísico realizado en el abanico Loma Negra localizado al norte del borde oriental de la Sierra Chica de Zonda.

Referencias

- Blakely, R.J. 1995. Potential theory in gravity and magnetic applications. Cambridge University Press, 441 p., Cambridge.
- Hayashi, K. y Takahashi, T. 2001. High resolution seismic refraction method using surface and borehole data for site characterization of rocks. *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences* 38: 807-813.
- Lince Klinger, F., Ariza, J. P., López Hidalgo, A., Sánchez, M., Giménez, M., Martínez, P., Weidmann, C., Nacif, S., Leiva, F. y Fanton, G. 2012. Estudio del margen oriental de la Sierra Chica de Zonda. Mediante la integración de métodos geofísicos aplicados a la detección de estructuras neotectónicas. 15^o Reunión de Tectónica, Comtec 2012. San Juan.
- Nabighian, M.N. 1972. The analytic signal of two dimensional magnetic bodies with polygonal cross-sections: its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics* 37: 507-517.
- Verduzco, B., Fairhead, J.D., Green, C.M. y Mackenzie, C. 2004. New insights into magnetic derivatives for structural mapping. *The Leading Edge* 02/2004; 23(2):116-119.

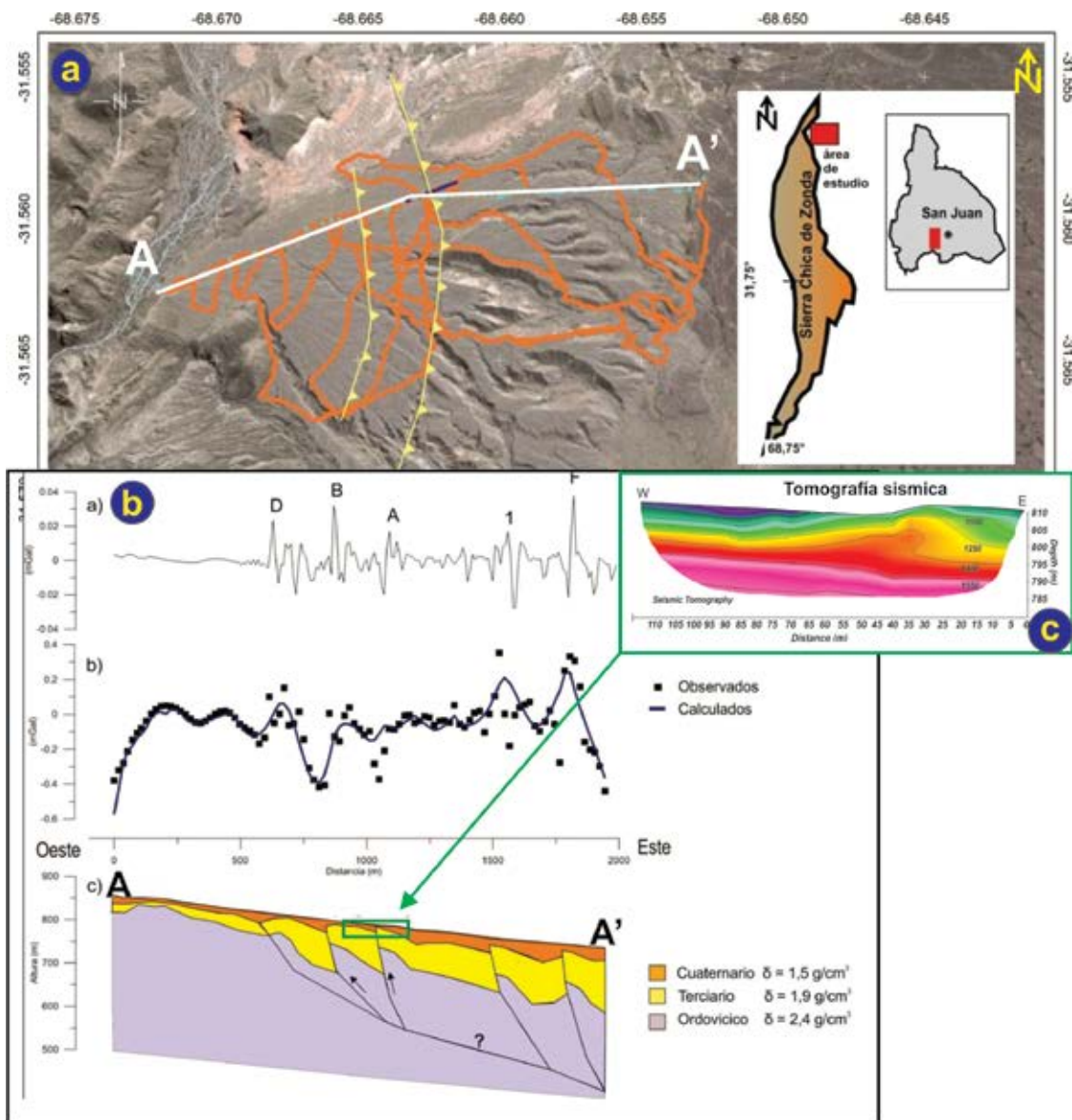


Figura 1: a) Imagen satelital del área de estudio, con línea de color blanco A-A' perfil modelo gravimétrico. b) Modelo gravimétrico, Arriba: gradiente horizontal de la anomalía gravimétrica con los contactos interpretados, Centro: con cuadrados negros anomalía gravimétrica residual observada, con azul anomalía residual modelada; Abajo: Modelo gravimétrico. c) Tomograma sísmico su ubicación se muestra con rectángulo de contorno verde.

CARACTERIZACIÓN DE LA SUBCUENCA LOMAS DE OLMEDO DEL NOROESTE ARGENTINO. A PARTIR DE ANOMALÍAS GRAVIMÉTRICAS

Héctor Pedro Antonio García^{1,2}, Federico Lince Klinger^{1,2}, Francisco Ruiz², Mario Ernesto Giménez^{1,2}

¹ CONICET (Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas).

² Instituto Geofísico Sismológico "Ing. Volponi", Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, UNSJ. Ruta 12, km 17, Rivadavia, San Juan, Argentina, CP.: 5407. E-mail: garciahectorantonio@gmail.com

Se realizó un estudio gravimétrico en la región del noroeste argentino, comprendida entre los 22° y 25° de latitud sur y los 62° y 66° de longitud oeste. En esta región se encuentra la cuenca Cretácica-Paleógena del noroeste argentino. Su inicio se vincula a un período extensional controlado por antiguas zonas de debilidad cortical (Comínguez y Ramos 1995). Este período de *rifting* dio origen a los principales depocentros que conforman la cuenca. El área en estudio (Figura 1a) presenta una diversidad de características estratigráficas, estructurales y geomorfológicas que han sido agrupadas en cuatro provincias geológicas (Ramos 1999). La Cordillera Oriental abarca la región occidental, compuesta por grandes láminas de corrimientos (Keidel 1943).

Al este limita con las Sierras Subandinas, caracterizadas por amplios anticlinales con vergencias hacia el este, que representan la zona frontal de una faja plegada y corrida epidérmica (Ramos 1999). Al sudoeste, la tectónica del Sistema Santa Bárbara está controlada por la inversión tectónica del *rift* cretácico, formado por amplios anticlinales con vergencias hacia el oeste, a diferencia de las Sierras Subandinas, aquí las fallas afectan el basamento (Ramos 1999). Al este, se encuentra la extensa llanura Chaco-Bonaerense, donde el rasgo más característico, son los depósitos de una regresión marina de edad miocena media (Ramos 1999).

La subcuenca Lomas de Olmedo (SLdO), es el objetivo principal de nuestro estudio, se encuentra principalmente inmersa en la llanura Chaco-Bonaerense, con un rumbo NE-SO (Figura 1a). Limita al norte y sur con los arcos de Michicola y Quirquincho, respectivamente; mientras que al oeste limita con la Dorsal Salto-Jujeña (Salfity 1982). Se trata de una típica cuenca de *rift* continental (Bianucci y Homocv 1982). Presenta un gran espesor sedimentario del Grupo Salta, conformado por el Subgrupo Pigua depositado durante período de *sin-rift* (cretácico) y los Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara depositados durante el *post-rift* (cretácico-eoceno) (Bianucci 1999, Starck 2011). Sobre yacen a estos sedimentos, luego de un hiatus deposicional, un registro sedimentario desarrollado bajo

un ciclo tectosedimentario continental de antepaís o *foreland* (Bianucci 1999).

El objetivo de este trabajo es evidenciar el potente espesor sedimentario que presenta el depocentro Lomas de Olmedo, a partir de las anomalías gravimétricas. Para ello, se contó con una extensa base de datos de gravedad del Instituto Geofísico Sismológico Ing. Volponi (IGSV), datos del Instituto Geográfico Nacional (IGN) y datos publicados por Schmidt y Götze (2006). Las bases fueron homogeneizadas al sistema de referencia IGSN71 (*International Gravity Standardization Network* 1971). Se calculó la gravedad normal mediante la expresión para el elipsoide Internacional de 1967 (GRS67). Luego, se computaron las anomalías de Bouguer, mediante las clásicas expresiones (Blakely 1995). En dicho cálculo, se aplicaron; la corrección de aire libre de primer orden; la corrección de Bouguer (considerando una densidad media de rocas de 2670 kg/m³) y por último la corrección topográfica. Con el fin de obtener una anomalía que represente los efectos de cortas longitudes de onda de cuerpos someros (anomalía residual), se aplicó el filtro convencional de continuación o prolongación ascendente a las anomalías de Bouguer (Blakely 1995). Este filtro atenúa las anomalías gravimétricas de corta longitud de onda en relación a las largas longitudes (Blakely 1995). El mismo se aplicó para distintas altitudes de prolongación (5km, 10km, 20km y 30 km), cuyos valores se graficaron a lo largo de un perfil este-oeste (Perfil A-A', Figura 1c), observado una longitud de onda intermedia presente para las primeras altitudes de prolongación, no así para la de 30 km. Considerando esta última como la anomalía que mejor representa efectos de largas longitudes de onda, y restando a las anomalías de Bouguer, se obtuvo un mapa de anomalías residuales (Figura 1b). El depocentro Lomas de Olmedo presenta un gran espesor sedimentario que alcanza los 6 km en el eje principal, con una velocidad media de ondas P de 3420 m/s (Fraga e Introcaso 1990). Esta velocidad corresponde a una densidad de 2300 kg/m³, según la ecuación de Brocher (2005). Esta densidad inferior a la cortical promedio, se tendría que reflejar en las anomalías residuales de Bouguer (Figura 1b) como una anomalía negativa. Por el contrario, se observa una anomalía residual positiva de longitudes de ondas cortas e intermedias (Figura 1b) que involucra la región occidental del depocentro Lomas de Olmedo. Esta anomalía positiva está ocultando el efecto negativo que originan los sedimentos del depocentro. Esta es una desventaja que presenta el método de continuación ascendente, donde una larga a intermedia longitud de onda puede quedar inmersa dentro de las anomalías residuales (Guo *et al.* 2013). Se plantea un interrogante sobre el origen de esta anomalía positiva que oculta el efecto de los sedimentos. Esta anomalía es interpretada como la superposición de dos efectos. Uno de ellos atribuido a todo el sistema de Santa Bárbara, donde la inversión tectónica levanta secuencias

más antiguas (Vergani *et al.* 2008) y la otra razón podría deberse al adelgazamiento cortical de la zona, reportado por Fraga e Introcaso (1990). Apoyando este planteo, Feng *et al.* (2007) y Assumpção *et al.* (2013) reportan profundidades de Moho a partir de estudios sísmológicos regionales, en el que se logra visualizar un adelgazamiento cortical de la zona. (Fig 1)

Referencias

- Assumpção, M., Feng, M., Tassara, A. y Julià, J. 2013. Models of crustal thickness for South America from seismic refraction, receiver functions and surface wave tomography. *Tectonophysics* 609: 82-96.
- Bianucci, H. 1999. Estructura y Evolución Estructural del Rift - Relación con la Estratigrafía, Subcuenca de Lomas de Olmedo (Rama Oriental). 14° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1: 292-300, Salta.
- Bianucci, H. A. y Homovc, J. F. 1982. Tectogénesis de un sector de la cuenca del subgrupo Pirgua, Noroeste Argentino. 5° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 1: 539-546, Buenos Aires.
- Blakely, R. J. 1995. *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*. Cambridge Univ., 441 p. Cam.
- Brocher, T. M. 2005. Empirical relations between elastic wavespeeds and density in the Earth's crust. *Bulletin of the Seismological Society of America* 95(6): 2081-2092.
- Comínguez, A. y Ramos, V.A. 1995. Geometry and seismic expression of the Cretaceous Salta rift system, northwestern Argentina. En Tankard, A.J., Suárez S. R. y Welsink, H.J. (eds.) *Petroleum Basins of South America*, AAPG: 325-340, Tulsa.
- Feng, M., Van der Lee, S., and Assumpção, M. 2007. Upper mantle structure of South America from joint inversion of waveforms and fundamental mode group velocities of Rayleigh waves. *Journal of Geophysical Research* 112: B04312.
- Fraga, H. e Introcaso, A. 1990. Un modelo gravimétrico litosférico para la subcuenca Lomas de Olmedo (Cuenca del Norte y Noroeste) en la provincia de Salta-Argentina. *Revista de Geof. Int.* 29(2): 89-99.
- Guo, L., Meng, X., Chen, Z., Li, S., y Zheng, Y. 2013. Preferential filtering for gravity anomaly separation. *Computers & Geosciences* 51: 247-254.
- Keidel, J. 1943. El Ordovícico inferior en los Andes del Norte Argentino y sus depósitos marino-glaciales. *Academia Nacional de Ciencias* 36(2): 140-229.
- Ramos, V.A. 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. En Caminos, R. (ed.) *Geología Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales. *Anales* 29: 41-96, Buenos Aires.
- Salfity, J. A. 1982. Evolución paleogeográfica del Grupo Salta (Cretácico-Eogénico). 5° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 1: 11-26, Buenos Aires.
- Schmidt, S. y Götze, H. J. 2006. Bouguer and Isostatic Maps of the Central Andes, En Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Giese, P., Götze., H. J., Ramos, V.A., Strecker, M.R., Wigger, P. (eds.) *The Andes-active subduction orogeny*, *Frontiers in Earth Science Series*, Springer: 559-562, New York.
- Starck, D. 2011. Cuenca Cretácica-Paleógena del Noroeste Argentino. 8° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Simposio Cuencas Argentinas, *Visión actual*: 407-453, Mar del Plata.
- Vergani, G., Laffitte, G., Iribarni, M., Apreda, D. 2008. Síntesis de las cuencas productivas de hidrocarburos en el noroeste de Argentina. 7° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Simposio de Sistema petrolero de las cuencas andinas: 135-157, Buenos Aires.

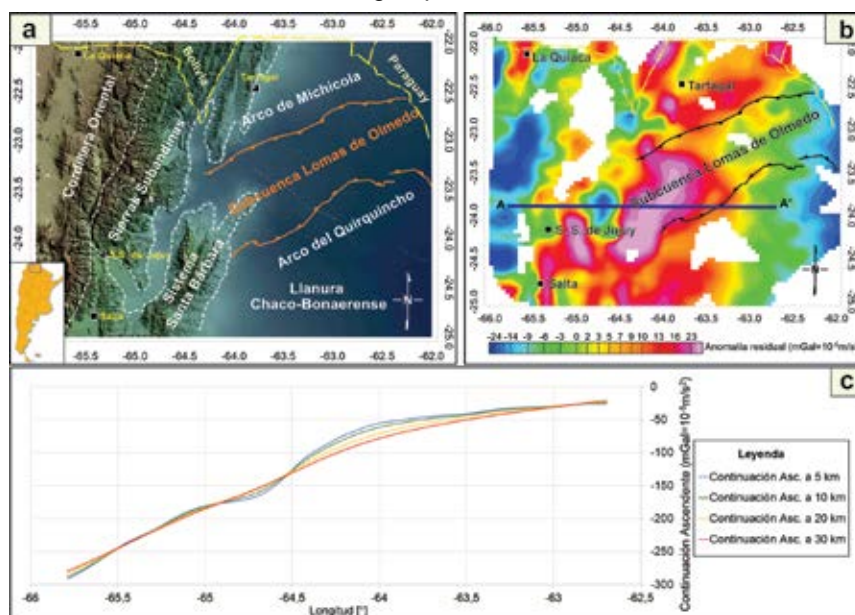


Figura 1. a) Mapa ubicación del área de estudio. Provincias geológicas, individualizadas con líneas blancas (Ramos 1999). Líneas naranjas, lineamientos de la SLdO (Bianucci 1999). b) Mapa de anomalía residual de Bouguer. Líneas negras, lineamientos de la SLdO (Bianucci 1999). Línea azul, ubicación Perfil A-A'. Línea amarilla, límite internacional. c) Perfil A-A' para cuatro alturas distintas de prolongación.

CARACTERIZACIÓN CINEMÁTICA DE LA FALLA RIO NEGRO EN EL BLOQUE SISMICO GENERAL ROCA, CUENCA NEUQUINA, PROVINCIA DE RIO NEGRO

Víctor Hugo García

Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología, CONICET-UNRN. Av. Roca 1242 (8332) General Roca, Río Negro, Argentina. E-mail: gdapoiar@unrn.edu.ar

La estructuración más importante que se registra en el sector rionegrino de la cuenca Neuquina corresponde al período extensional del Triásico superior-Jurásico inferior correspondiente al ciclo Precuyano y caracterizado por fallas normales de rumbo NO-SE a ONO-ESE que controlan hemigrábenes de dimensiones kilométricas (Cristallini *et al.*, 2009). Las formaciones Los Molles y Lajas, correspondientes a la base y parte media del Grupo Cuyo, presentan algunas evidencias de actividad extensional sincrónica con la sedimentación aunque de mucho menor magnitud que la correspondiente al Precuyano. Cristallini *et al.* (2009) y Pino (2015) identifican sectores con evidencias de reactivación transpresiva (plegamiento que controla la geometría y los focos de sedimentación) de las fallas normales precuyanas hacia el tiempo de depositación de los clásticos de la Formación Punta Rosada.

La falla Río Negro, reconocida en los cubos Estación Fernández Oro y General Roca, de rumbo ONO-ESE controla importantes hemigrábenes precuyanos hacia el norte de la misma y experimentó reactivaciones de cinemáticas variables a partir del Jurásico medio a superior. Estos movimientos son reconocibles principalmente en las inflexiones de la falla, como la ubicada en el extremo SE del cubo General Roca, donde la estructura modifica su rumbo hacia el ENE y controla la localización de un par anticlinal-sinclinal

de longitud de onda relativamente pequeña (no mayor a los 2 km) interpretado en el presente estudio como consecuencia de la reactivación transpresiva de la falla Río Negro a partir del Jurásico superior.

Cabe destacar también la disminución de los espesores de las unidades sedimentarias hacia el sur del río y, muy particularmente, la sedimentación sintectónica del intervalo reconocido como Lower Centenario en este área, indicando un pulso importante de actividad de esta estructura durante el Cretácico inferior alto. La geometría de los estratos de crecimiento identificados para esta unidad en este sector del cubo son compatibles, a priori, con una cinemática inversa y/o transpresiva para la falla Río Negro durante dicha edad.

La falla Río Negro se habría generado como una importante zona de fallas normales de rumbo general ONO-ESE durante el Triásico superior-Jurásico inferior, que posteriormente focalizó la deformación compresiva/transpresiva entre el Jurásico superior y el Cretácico inferior alto, no necesariamente siendo la inversión tectónica el mecanismo preferencial sino también la generación de nuevas estructuras durante este período de tiempo, que se focalizaron a lo largo de la traza de este lineamiento regional.

Referencias

- Cristallini, E., Tomezzoli, R., Pando, G., Gazzera, C., Martínez, J., Quiroga, J., Bulher, M., Bechis, F., Barrero, S., Zambrano, O. 2009. Controles precuyanos en la estructura de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65(2): 248-264.
- Pino, D. 2015. Análisis estratigráfico y estructural del cubo sísmico CNQ 32, cuenca Neuquina, provincia de Río Negro. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad Nacional de Río Negro, 95 pp. (inédito).

CARACTERIZACIÓN DEL MANTO SUPERIOR EN LA REGIÓN NORPATAGÓNICA MEDIANTE EL ANÁLISIS DE TOMOGRAFÍAS SÍSMICAS

Maria Laura Gomez Dacal^{1,2}, Claudia Tocho¹, Eugenio Aragon^{2,3}

¹ Departamento de Gravimetría, Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas de la Universidad Nacional de La Plata. Paseo del Bosque s/n, La Plata, Argentina. E-mail: gomezdacal@fcaglp.unlp.edu.ar

² Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Argentina.

³ Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la Universidad Nacional de La Plata, Centro de Investigaciones Geológicas. La Plata, Argentina.

La región de trasarco del Norte de la Patagonia (35°S a 45°S) está constituida por varias cuencas, generadas entre el Jurásico y el Cenozoico, con algún grado de deformación Terciaria (plegamiento y sobrecorrimiento) que están rodeando a una altiplanicie la cual casi no presenta deformación. Esta altiplanicie es el núcleo del Macizo Norpatagónico (MNP) y se destaca entre 500 a 700 m por encima de la topografía de las cuencas circundantes. La formación de la altiplanicie se produjo en el Oligoceno mediante un levantamiento repentino y sin deformación interna apreciable (Aragón *et al.*, 2011). Esta característica sobresaliente de la topografía de la región Norpatagónica genera interrogantes sobre su causa de formación.

Con el objetivo de estudiar si existe alguna relación entre las causas de la actual topografía de la altiplanicie y particularidades del manto superior infrayacente a la mencionada área, se realizó una caracterización de la densidad y temperatura sub-cortical y se halló la profundidad de la discontinuidad litósfera-asténosfera (LAB).

Para encontrar la distribución areal y en profundidad de la densidad se utilizaron datos de tomografías sísmicas de onda S (Scheffer y Lebedev, 2013) los cuales fueron transformados a densidad mediante dos métodos: uno de ellos, utilizando valores publicados del radio de heterogeneidad sísmica (Moreno Chaves 2014, Cammarano *et al.* 2003) y el segundo, mediante la aplicación de un método desarrollado por Goes *et al.*, 2000 y programado por An y Shi (2007) en un código denominado velt. Estos valores de densidad (Figura 1) fueron contrastados con valores obtenidos aplicando diversas fórmulas de conversión (Deng *et al.*, 2013; An y Shi, 2007; Ravat *et al.*, 1999) sobre datos de tomografías de onda P del modelo UU-P07 (Amaru, 2007; Van der Meer *et al.*, 2009). La distribución de temperatura en 3D también se obtuvo mediante los datos de tomografía de Scheffer y Lebedev (2013) y utilizando el código velt. Una vez obtenida la distribución de temperatura, se calculó la profundidad de la discontinuidad litósfera-asténosfera, identificando la

isoterma de 1300°C (Figura 1). También se obtuvo la superficie del LAB como la profundidad a la cual la velocidad de las ondas sísmicas decrece más rápidamente y ambas determinaciones fueron comparadas.

En los resultados obtenidos se puede observar que existe un buen ajuste entre las distintas distribuciones de densidad obtenidas con distintos métodos sobre los dos set de datos independientes. Todas las distribuciones de densidad evidencian variaciones relativas similares, apreciándose un menor valor de densidad debajo del MNP y hacia el Sur del mismo entre los 50 y los 100 km de profundidad, en comparación al que puede observarse hacia el Norte, Este y Oeste del MNP. Los valores absolutos de las distintas distribuciones presentan variaciones entre sí, por lo cual fueron comparados con datos independientes de densidad del manto superior obtenidos de xenólitos del área de Paso de los Indios, Chubut (Castro *et al.*, 2011) concluyendo que el valor más confiable es el obtenido por medio de la conversión realizada con el código velt sobre los datos de velocidad de ondas S.

En la misma área en la cual se observan densidades menores, la litósfera es de menor espesor y la temperatura más elevada. Estos efectos son concordantes con las zonas de topografía elevada, cómo se puede apreciar en la comparación con el mapa topográfico. Por otro lado, es posible notar que la temperatura disminuye apreciablemente a medida que nos alejamos del MNP hacia el sudoeste.

Las características descritas, las cuales se pueden observar desde el MNP hacia el Sur, podrían estar evidenciando el relicto de la ocurrencia de una ventana astenosférica que, en la actualidad, está siendo invadida por la subducción de la placa de Nazca.

Mirando más en detalle se puede observar que el LAB por debajo del MNP es algunos kilómetros más profundo comparado con el área inmediatamente al Norte y al Sur de la altiplanicie; en tanto, que si se considera en conjunto con su geometría en sentido Este-Oeste se observa que su morfología regional emula una silla de montar mirando hacia el Norte.

Las características estudiadas cambian notablemente entre la Patagonia y el sector al Norte del Río Colorado, aumentando la densidad, disminuyendo la temperatura y por consiguiente aumentando el espesor de la litósfera.

Cómo trabajo a futuro, se planea integrar estas características en un modelo de densidades tridimensional del área y posteriormente utilizarlo para realizar un modelado de la temperatura en la zona de estudio.

Referencias

- Amaru M. 2007. Global travel time tomography with 3-D reference models. Tesis doctoral: Faculty of Geosciences Utrecht University, Utrecht, Holanda.
- An M. y Shi Y. 2007. Three-dimensional thermal structure of the Chinese continental crust and upper mant-

- le. Science in China Series D: Earth Sciences 50: 1441-1451.
- Aragón E., Brunelli D., Castro A., Rivalenti G., Varela R., Rabbia O., Spackman W., Cavarozzi C.E., Aguilera Y., Ribot A., Mazzucchelli M., D'Eramo F. y Demartis M.L. 2011. Tectono-magmatic response to major convergence changes in the north patagonian supra-subduction system: the paleogene subduction-transcurrent plate margin transition. *Tectonophysics* 509: 218-237.
- Cammarano F., Goes S., Vacher P. y Giardini D. 2003. Inferring upper-mantle temperatures from seismic velocities. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 138: 197-222.
- Castro A., Aragón E., Díaz-Alvarado J., Blanco I., García-Casco A., Vogt K. y Liuf D.Y. 2011. Age and composition of granulite xenoliths from paso de indios, Chubut province, Argentina. *Journal of South America Earth Science* 32: 567-574.
- Deng Y., Zhang Z., Badal J. y Fan W. 2014. 3-D density structure under South China constrained by seismic velocity and gravity data. *Tectonophysics* 627: 159-170.
- Goes S., Govers R. y Vacher P. 2000. Shallow mantle temperatures under Europe from P and S wave tomography. *Journal of geophysical research* 105: 153-169.
- Moreno Chaves C.A. 2014. Investigando o Manto sob a Província Magmática Paraná a partir da Inversão de Anomalias do Geoide e de Tempos de Atraso da Onda P. Tesis doctoral, Departamento de Geofísica do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo. San Pablo, Brasil.
- Ravat D., Lu Z. y Braille L. W. 1999. Velocity-density relationships and modeling the lithospheric density variations of the Kenya Rift. *Tectonophysics* 302: 225-240.
- Schaeffer A.J. y Lebedev S. 2013. Global shear speed structure of the upper mantle and transition zone. *Geophysical Journal International* 194: 417-449.
- Van der Meer D.G., Spakman W., Van Hinsbergen D.J.J., Amaru M.L. y Torsvik T.H. 2009. Towards absolute plate motions constrained by lower-mantle slab remnants. *Nature geoscience* 3: 36-40.

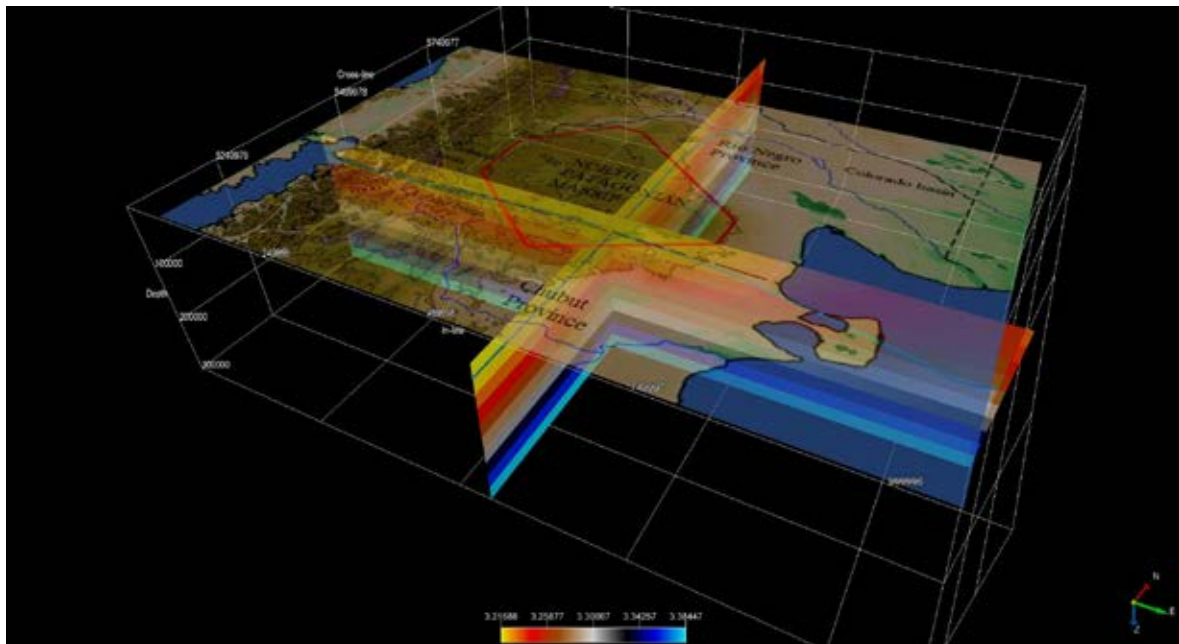


Figura 1: Mapa del área de estudio y su topografía, junto con dos perfiles que muestran la distribución de densidad y la profundidad del LAB. Delimitado en rojo se encuentra la altiplanicie del Macizo Norpatagónico y en celeste sobre los perfiles se muestra la profundidad de la discontinuidad Litósfera-Astenósfera.

ESTRUCTURA SÍSMICA DE LA CORTEZA EN EL SEGMENTO TRANSICIONAL DE LA ZONA VOLCÁNICA SUR Y SU RELACIÓN CON LA DISTRIBUCIÓN DE LOS PRINCIPALES CENTROS VOLCÁNICOS ACTUALES

Diego M. González¹, Matteo Lupi², Klaus Bataille¹, Matt Miller¹, Jose L. Palma¹ y Andrés Tassara¹

¹ Universidad de Concepción, Departamento de Ciencias de la Tierra, Victor Lamas 1290, 4070386 Concepción, Chile. E-mail: diegogonzalezv@udec.cl

² University of Geneva, Earth and Environmental Sciences, Rue des Maraichers 13, CH-1205 Geneva, Switzerland.

La distribución de los principales centros volcánicos en la Zona Volcánica Sur pareciera estar controlada por la combinación de múltiples factores, asociados a la presencia de heterogeneidades al interior de la litósfera (Tassara y Yañez 2003, Lange *et al.* 2007, Stern 2004, Cembrano y Lara 2009). La lenta formación de Los Andes y el comportamiento abrupto de algunos volcanes, son procesos que han sido asociados a contrastes de densidad, presión y temperatura en la corteza, como también al régimen tectónico regional y local, discontinuidades pre-existentes, reología y el grado de evolución de los magmas (Gudmundsson 2006, Lara *et al.* 2006, 2010, Tibaldi 2008, Cashman y

Sparks 2013). Sin embargo, aún es poco claro la relevancia de cada uno de los parámetros que explican el almacenamiento y transporte de magmas a través de la corteza (Acocella 2014). Se propone como hipótesis que los centros volcánicos actuales, ubicados en la transición de la Zona Volcánica Sur, se distribuyen a lo largo de las zonas débiles de la corteza.

El terremoto del Maule de 2010 ($M_w = 8.8$) representa la oportunidad única de visualizar las principales estructuras corticales activas (Lupi y Miller 2014). Estadísticamente, se esperaría un aumento de la actividad volcánica en el campo cercano a la zona de ruptura (Eggert y Walter 2008). Bajo este contexto, se plantea como objetivo general caracterizar la estructura sísmica de la corteza en un segmento de la Zona Volcánica Sur y establecer su relación con la distribución de los principales centros volcánicos. Para esto, se construyó una base de datos sísmicos digital, con estaciones distribuidas alrededor de un segmento del arco, frente a la zona de ruptura del terremoto del Maule 2010 (ver Figura 1), a partir de la red temporal GeoTeam (Lupi *et al.* 2014) y la colaboración del Centro Sismológico Nacional, el Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur y el Instituto Geofísico Sismológico Volponi.

En la Figura 1 se muestra un catálogo de sismicidad preliminar de eventos registrados entre Noviembre de 2013 hasta Marzo de 2015. La localización se hizo automáticamente a partir del método STA/LTA (Nippress *et al.* 2010), donde se detectaron > 1800

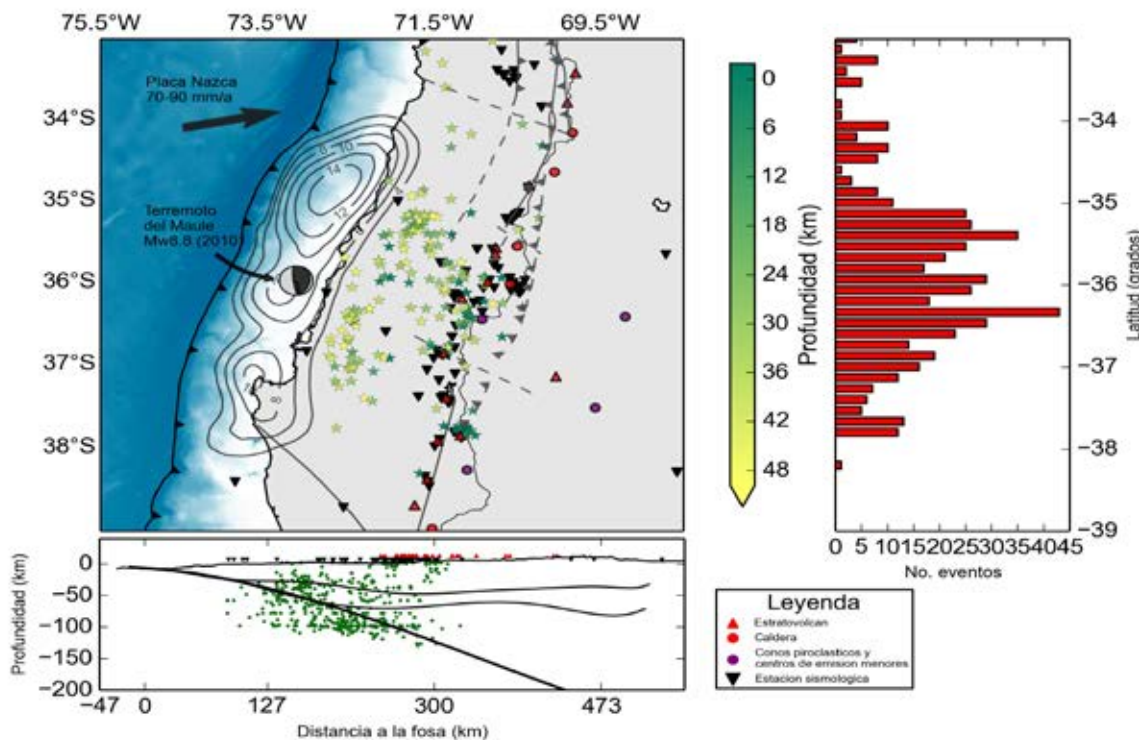


Figura 1. (Superior Izquierdo) Mapa de un segmento de la Zona Volcánica Sur. Las estrellas indica la localización de eventos < 50 km de profundidad (> 1800 eventos). Los contornos muestra la distribución del deslizamiento del terremoto del Maule 2010 (Moreno *et al.*, 2012). (Inferior) Perfil normal a la fosa Chile-Perú con > 5000 eventos localizados automáticamente. (Derecho) Histograma con la distribución de sismicidad latitudinalmente.

eventos intracorticales y > 5000 a profundidades inferiores a 200 km. Los eventos más superficiales se distribuyen a lo largo de del arco volcánico entre los 35.5°S y 38°S, mostrando una menor concentración sobre el sistema de fallas inversa hasta los 35°S. Actualmente, estos eventos están siendo relocalizados manualmente para obtener una mejor caracterización de las estructuras sísmicamente activas de la corteza, con la posibilidad de determinar los mecanismos focales, estudios de atenuación sísmica y, tomografías activas y pasivas.

Referencias

- Acocella, V. 2014. Grat challenges in volcanology: how does the volcano factory work?. *Frontiers in earth science*, doi:10.3389/feart.2014.
- Cashman, K.V. y Sparks, S.J. 2013. How volcanoes work: A 25 year perspective. *GSA Bulletin*, Vol. 1250, No. 5/6: 664-690.
- Cembrano, J. y Lara, L. 2009. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review. *Tectonophysics* 471: 96-113.
- Eggert, S. y Walter, T.R. 2009. Volcanic activity before and after large tectonic earthquakes: Observations and statistical significance. *Tectonophysics*, doi:10.1016/2008.10.003.
- Gudmundsson, A. 2006. How local stresses control magma-chamber ruptures, dyke injections, and eruption in composite volcanoes. *Earth-Science Reviews*: 1-31.
- Hill, D.P., Pollitz, F. y Newhall, C. 2002. Earthquake-volcano interactions. *Physics Today*, doi: 10.1063/1.1535006.
- Lara, L.E., Lavenu, A. y Cembrano, J., Rodríguez, C. 2006. Structural controls of volcanism in transversal chains: Resheared faults and neotectonics in Cordón Caulle-Puyehue area (40.5°S), South Andes. *Journal of Volcanology and geothermal research* 158: 70-86.
- Lara, L.E., Cembrano, J. y Lavenu, A. 2010. Quaternary Vertical Displacement along the Liquiñe-Ofqui Fault Zone: Differential Uplift and Coeval Volcanism in the Southern Andes?. *International Geology Review*, doi: 10.2747/0020-6814.50.11.975.
- Lupi, M. y Miller, S.A. 2014. Short-lived tectonic switch mechanism for long-term pulses of volcanic activity after mega-thrust earthquakes. *Solid Earth* 5: 13-24.
- Lupi, M., Farias, C.A., Fuchs, F., Pacheco, J.F., González, D.M., Bataille, K. y Miller, S.A. 2014. Megathrust-induced deformation in volcanic arcs of oblique subduction zones and the GEOTEAM seismic experiment in the southern Andes. *Geophysical Research Abstracts* 16, EGU2014-11277.
- Moreno, M., Melnick, D., Rosenau, M., Baez, J., Klotz, J., Oncken, O., Tassara, A., Chen, J., Bataille, K., Bevis, M., Socquet, A., Bolte, J., Vigny, C., Brooks, B., Ryder, I., Grund, V., Smalley, B., Carrizo, D., Bartsch, M. y Hase, H. 2012. Toward understanding tectonic control on the M_w 8.8 2010 Maule Chile earthquake. *Earth and Planetary Science Letters* 321-322: 152-165.
- Nippres, S.E.J., Rietbrock, A. y Heath, A.E. 2010. Optimized automatic pickers: application to the AN-CORP data set. *Geophys. J. Int.* 181: 911-925.
- Stern, C.R. 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Andean Geology*, vol.31, no. 2: 161-206.
- Tassara, A. y Yañez, G. 2003. Relación entre espesor elástico de la litósfera y la segmentación tectónica del margen Andino (15-47°S). *Rev. geol. Chile* 30(2).
- Tibaldi, A. 2008. Contractional tectonics and magma paths in volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 176: 291-301.
- Geothermal Research, vol. 176: 291-301.

GEOMETRIA DEL BASAMENTO EN EL BAJO DE GASTRE, A PARTIR DE DATOS GRAVIMÉTRICOS, CHUBUT. ARGENTINA

Federico Lince Klinger*, M. P. Martinez, M. E. Gimenez

IGSV, Instituto Geofísico Sismológico Volponi, FCE-FyN, Universidad Nacional de San Juan. Ruta 12, Jardín de los Poetas (Rivadavia), San Juan, Argentina. CP 5400. E-mail:flinceklinger@gmail.com.

Con el objetivo de aportar información sobre el basamento que subyace a un potente espesor volcánico-sedimentario en la fosa de Gastre se realizó un estudio gravimétrico (Figura 1). Utilizando un gravímetro Lacoste y Romberg G-981 (con precisión de 0,01 mGal), se midieron 572 nuevos valores de gravedad corregidos por deriva instrumental. Luego las lecturas gravimétricas fueron referidas al valor fundamental de Miguelete (Buenos Aires): 979690,03 mGal y la gravedad teórica fue calculada según el elipsoide IGSN71 (Internacional Gravity Standardization Net 1971). En cada estación gravimétrica se determinó la altura elipsoidal referida al WGS84 (World Geodetic System 1984), utilizando dos GPS geodésicos de simple frecuencia y precisión submétrica. El error medio cometido en el levantamiento plani-altimétrico fue de 0,32 m, arrastrando un error medio en la anomalía de Bouguer de 0,1345 mGal. En el cálculo de la anomalía de Bouguer se realizó considerando una densidad media en las rocas de 2,67 g/cm³. En la corrección topográfica se utilizaron dos modelos de elevación digital (DEM): a) DEM local con un paso de grilla de 90 m; b) DEM regional, se expandió 167 km hacia fuera del DEM local, con un paso de grilla de 250 m. Finalmente, los valores de anomalía de Bouguer fueron grillados con el método de regularización de Mínima Curvatura (Briggs 1974). Para obtener el efecto gravimétrico regional se utilizó una base de 3556 datos gravimétricos pertenecientes al Instituto Geofísico Sismológico Volponi (IGSV), los datos se distribuyen cubriendo al macizo Norpatagónico, en un área más extensa que la de interés. Luego de alcanzar el mapa de Bouguer del macizo Norpatagónico se obtuvo el espectro de potencia radial realizando la transformación propuesta por Mishra y Naidu (1974) que permitió representar el espectro en forma bidimensional. El espectro de potencia fue graficado respecto al número de onda identificándose tres quiebres en la curva, éste conjunto de datos fue ajustado por mínimos cuadrados utilizando cuatro rectas, siguiendo las ideas de Spector y Grant (1970). Las señales de alta frecuencia fueron filtradas quedando sólo las de baja frecuencia ó ondas de larga longitud relacionadas con fuentes regionales mayores a ~ 40 km de profundidad. Descontada esta tendencia regional del mapa de anomalía de Bouguer, se obtuvo el mapa residual de Bouguer.

Para inferir la geometría y profundidad al basamento cristalino se trazaron 32 perfiles oblicuos a la fosa de Gastre (Figura 1a). A lo largo de cada perfil con la anomalía residual de Bouguer se obtuvo un modelo de densidad de dos capas siguiendo la distribución de densidades para relleno sedimentario y basamento cristalino propuesto por Lince Klinger *et al.* (2011). Cada perfil fue modelado en dos dimensiones, con información geológica (Figari 2005) utilizando el programa GMSyS 2D. Luego, cada horizonte modelado como basamento fue exportado a una base de datos conteniendo la información de los 32 perfiles modelados. Esta base de datos fue grillada con el método de Mínima curvatura propuesto por (Brigs 1974) de esta forma se construyó un mapa de basamento para la fosa de Gastre (Figura 1e). En el mismo se puede observar la distribución de bloques hundidos y elevados que componen el subsuelo de la mencionada Fosa.

La configuración actual, y la orientación general de la cuenca, tienen relación con las orientaciones de las estructuras pre-triásicas del Basamento ígneo-metamórfico modeladas con gravedad. Esto sugiere que los eventos tectónicos previos reutilizaron en mayor o menor medida, zonas de debilidad y fallas preexistentes, lo que dio como resultado movimientos diferenciales de bloques de basamento. Solo se generaron nuevas estructuras en la cubierta sedimentaria (plegamiento y fallas menores) en respuesta a estos movimientos.

Referencias

- Briggs, I.C. 1974. Machine contouring using minimum curvature. *Geophysics*, 39 (1), 39-48.
- Crowell, 1974. Origin of late Cenozoic basins in southern California en: W. R. Dickinson (ed) *Tectonics and Sedimentation: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication No. 22*, 190-204.
- Figari, E.G. 2005. Evolución Tectónica de la Cuenca Cañadón Asfalto. (Zona del valle medio del río Chubut). Tesis Doctoral. Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, 106 p.
- Lince Klinger, F., Martinez, M.P., Gimenez, M.E., Ruiz, F., Álvarez, O. 2011. Modelo gravimétrico en la Fosa de Gastre, Provincia de Chubut, Argentina. *Boletín Geológico y Minero*. 122 (3): 299-310.
- Mishra, D.C. y Naidu, P.S. 1974. Two-dimensional power spectral analysis of aeromagnetic fields. *Geophysical Prospecting*, 22: 345-353.
- Spector, A. y Grant, F. 1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, Vol. 35, (2):293 - 302.

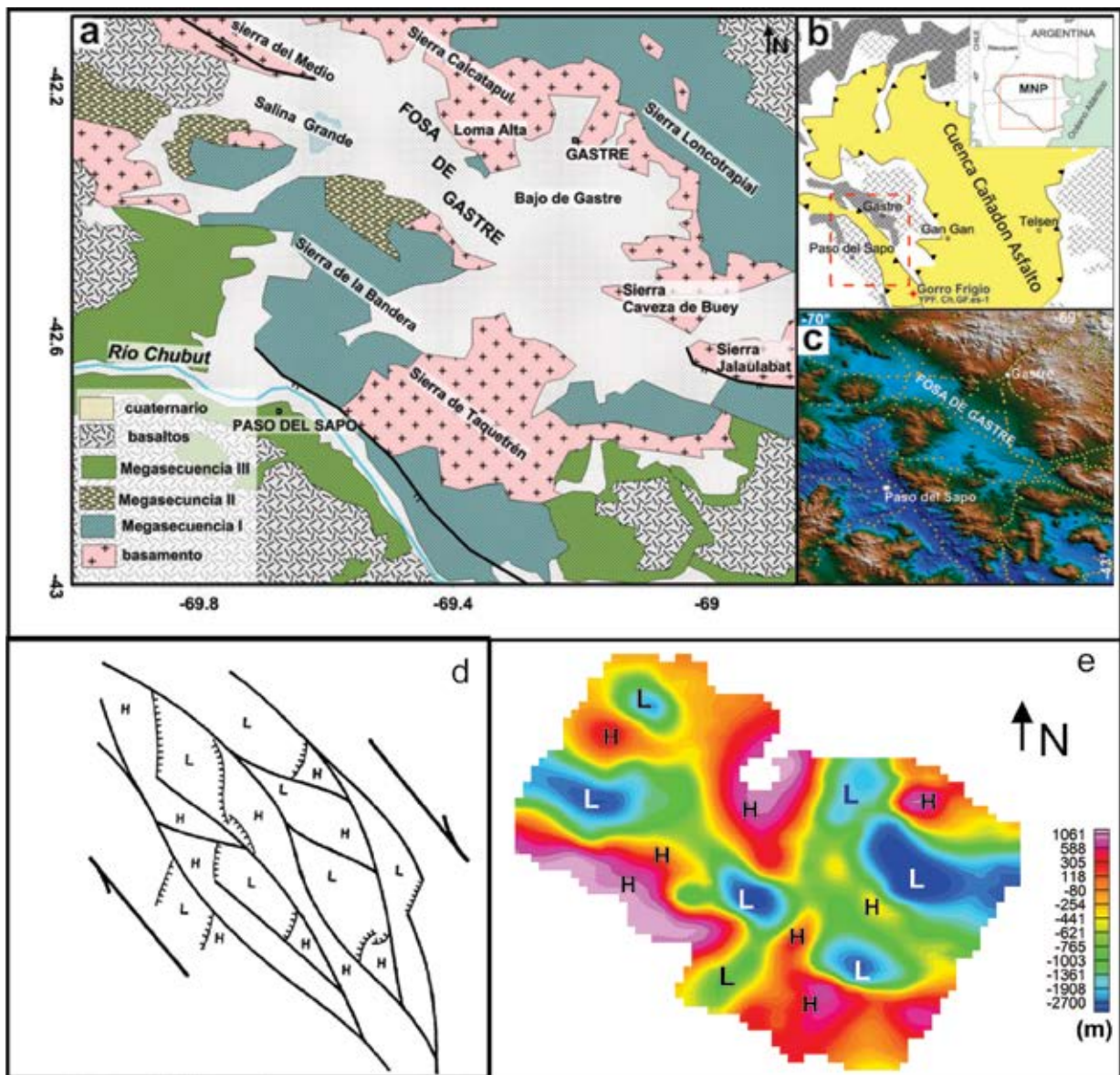


Figura 1: a) Mapa geológico del área de estudio; b) Ubicación en el contexto regional; c) Distribución de estaciones gravimétricas y magnetométricas; d) Modelo esquemático de una región de California, mostrando el movimiento relativo de bloques limitado por fallas en un régimen de transcurrancia (H) = altos (L) = bajos. Tomado de Crowell 1974; e) mapa de profundidad obtenido por inversión gravimétrica.

RESULTADOS PALEOMAGNÉTICOS Y DE MAGNETOFÁBRICA PRELIMINARES DEL COMPLEJO LOS MENUCOS, MACIZO NORPATAGÓNICO, PROVINCIA DE RÍO NEGRO, ARGENTINA.

Tomás Luppo¹, Mónica López de Luchi², Augusto Rapalini¹ y Carmen Martínez Dopico²

¹IGEBA-Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. Pabellón 2, 1428 Ciudad Universitaria, Buenos Aires, Argentina. E-mail: tluppo@gl.fcen.uba.ar

²INGEIS Instituto de Geocronología y Geología Isotópica, Pabellón INGEIS, Ciudad Universitaria, Buenos Aires, Argentina.

La configuración de Pangea en el intervalo Triásico medio-Jurásico temprano, previo a su desmembramiento, es fuente de interrogantes y discusiones. En particular la ubicación de los principales bloques patagónicos y la existencia y magnitud de potenciales movimientos relativos entre ellos asociados a la ruptura del supercontinente es altamente hipotética (ej. Ruiz Martínez *et al.* 2012). La información paleomagnética, en particular la proveniente de rocas volcánicas, resulta fundamental para reconstruir con precisión la posición de las distintas masas continentales en este contexto. Actualmente las bases de datos de polos paleomagnéticos existentes para ese lapso son muy desiguales en calidad y cantidad. En ese intervalo para América del Sur los mismos son particularmente escasos y en muchos casos no acordes con las metodologías modernas de trabajo. Es por ello que se ha comenzado un relevamiento geológico y muestreo paleomagnético sistemático de unidades pertenecientes al Complejo o Grupo Los Menucos (Cucchi *et al.* 2001, Labudía y Bjerg 2001 respectivamente) aflorantes hacia el oeste y noroeste de la localidad homónima, en el ámbito del macizo Norpatagónico. En una primera etapa se muestrearon 52 sitios paleomagnéticos, la mayoría de los cuales se ubica en dos perfiles

de aproximadamente 2 y 2,5 km de espesor vertical sobre ambos flancos del sinforme Piche (Giacosa *et al.* 2005). Se trata de ignimbritas riolíticas, ignimbritas dacíticas, lavas y/o cuerpos subvolcánicos mesosilíceos, depósitos volcanoclásticos y diques ácidos. Dos de los sitios corresponden a un pórfiro monzonítico cuarzoso con una edad por isocrona Ar39-Ar40 de $206,9 \pm 1,2$ Ma (Lema *et al.* 2008). En todos ellos se llevaron a cabo estudios de propiedades magnéticas y de anisotropía de susceptibilidad magnética a fin de reconocer los minerales portadores de la remanencia y los procesos posteriores que afectaron a las rocas. Si bien los estudios paleomagnéticos están en ejecución, resultados preliminares sugieren que la mayoría de los sitios son portadores de remanencias magnéticas antiguas que permitirán determinar uno o más polos paleomagnéticos representativos para el complejo. El registro de ambas polaridades magnéticas a lo largo de la sucesión sugiere la posibilidad de obtener una magnetoestratigrafía de detalle de la misma.

Referencias

- Cucchi, R., Busteros, A. y Lema, H. 2001. Hoja Geológica 4169 - II, Los Menucos, Provincia de Río Negro. IGRM-SEGEMAR, Boletín 265: 1-105, Buenos Aires.
- Giacosa, R., Lema, H., Busteros, A., Zubia, M., Cucchi, R. y Di Tommaso, I. 2005. Tectónica transcurrente asociada al Triásico de Los Menucos (Macizo Norpatagónico, Río Negro). 16^o Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 363-366, La Plata.
- Labudía, C.H. y Bjerg, E.A. 2001. El Grupo Los Menucos: redefinición estratigráfica del Triásico superior del Macizo Nordpatagónico. Revista de la Asociación Geológica Argentina 56(3): 404-407, Buenos Aires.
- Lema, H., Busteros, A., Giacosa R., y Cucchi, R. 2008. Geología del Complejo Volcánico Los Menucos en el área tipo - Río Negro. Revista de la Asociación Geológica Argentina 63(1): 3-13, Buenos Aires.
- Ruiz Martínez, V.C., Torsvik, T., van Hinsbergen, D.J.J. y Gaina, C., 2012. Earth at 200 Ma: Global palaeogeography refined from CAMP palaeomagnetic data. Earth and Planetary Science Letters 331-332: 67-79.

ANÁLISIS GEODÉSICO Y GRAVIMÉTRICO PRELIMINAR EN LA FRANJA DE 38°S A 40°S DE LA CORDILLERA DE LOS ANDES

Agustina Pesce^{1,3}, Mario Gimenez¹, Antonio Introcaso^{2,3}, Fernández Guspí^{2,3}, Santiago Soler³, Orlando Alvarez¹

¹CONICET. Instituto Geofísico y Sismológico Ing. Volponi, FCEyN, UNSJ, San Juan. E-mail: pesce.agustina@gmail.com

²CONICET. Instituto de Física de Rosario, UNR, Rosario.

³Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura, UNR, Rosario.

A partir de las anomalías de gravedad, la altura topográfica y valores de la ondulación del geode medidas por GPS sobre puntos con cota ortométrica precisa (nodales), en la región limitada entre los 36°S hasta los 41.5°S y entre los meridianos 73°W y 67.5°W, se calculó la ondulación del geode observado, Figura 1-A. Para su determinación se empleó el método de fuente equivalentes por medio de un software desarrollado en el grupo de Geofísica IFIR-UNR (Cordell 1992, Guspí *et al.* 2004, Introcaso 2006 y Introcaso y Crovetto 2005).

Se obtuvo una desviación estándar de $\pm 0.6\text{m}$ en la residual de la ondulación del geode respecto a la del modelo geopotencial EGM2008 (icgem.gfz-potsdam.de/ICGEM). Por otra parte se puede observar en la Figura 1-A un adelgazamiento y deformación de la ondulación del geode en la zona de los Andes debido a los lineamientos que atraviesan la región, estos son la prolongación de la Zona de Fractura Valdivia que propone Dzierma *et al.* (2012) (Figura 1-C) y la Dorsal de Huincul según Ramos y Kay (2006).

Posteriormente se filtraron las largas longitudes de ondas de la ondulación del geode observado, para construir una carta que nos indique el valor de la ondulación de la estructura local y que no tenga en cuenta la influencia de las masas lejanas o las masas de gran longitud de onda, obteniendo una carta de la ondulación del geode residual. El filtro que se utilizó se obtuvo por el truncamiento de la serie de armónicos esféricos del modelo geopotencial EGM2008 siguiendo los lineamientos que pone Featherstone (1997) que relaciona la profundidad hasta la cual se va a relevar y el grado y orden a la cual se tiene que trincar la serie. En la ondulación del geode residual se observa para la misma región el adelgazamiento y deformación en la zona de los Andes aproximadamente a los 39°S.

Por otro lado, en la Figura 1-B, se presenta la sección de Función Receptor realizada por Yuan *et al.* (2006), en la cual se destaca la región de baja rela-

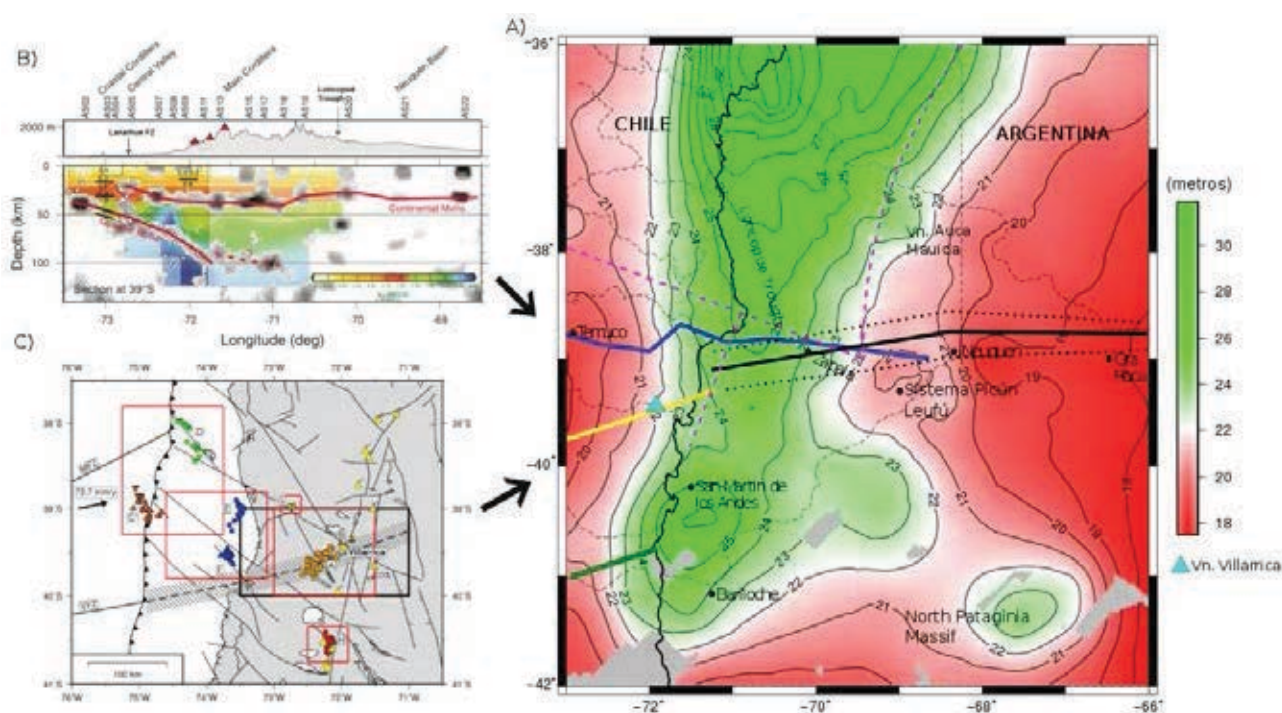


Figura 1: Ondulación del geode obtenida por el método de fuentes equivalentes, imagen (A). Además se dibujó el perfil de Función Receptor realizado por Yuan *et al.* (2006) (imagen (B)) y la continuación en continente de la Zona de Fractura Valdivia (VFZ) que propone Dzierma *et al.* (2012) (imagen (C)). Referencias: (Línea negra) Eje de la Dorsal de Huincul según Ramos y Kay (2006); (Línea azul) Perfil de la Función Receptor realizado por Yuan *et al.* (2006); (Línea amarilla) Prolongación en continente del VFZ propuesto por Dzierma *et al.* (2012); (Línea verde) Prolongación del Zona de Fractura Chiloe; (Línea a trazos rosa) Geometría de la placa oceánica subducida según la interpretación de Pesicek *et al.* (2012).

ción Vp/Vs, que estos autores interpretan como una incipiente zona de rift, por encontrarse en coincidencia con la fosa de Loncopue. Esta fosa fue descrita por Ramos y Folguera (2005), como un semigraben subparalelo a la Cordillera de Los Andes, originado en el Oligoceno y reactivado en el Plioceno-Pleistoceno, encontrándose extensionalmente activo en el presente. A través de las ondulaciones del geoide, las anomalías de gravedad y la geometría del Moho calculado mediante inversión de la anomalía de Bouguer, no existe evidencia de la atenuación notada por Yuan *et al.* (2006). Por el contrario, se observa que la sección de Función Receptor secciona la Dorsal de Huincul. Por lo que interpretamos que la baja relación de Vp/Vs se debería al sistema de Huincul, formado por roca de basamento Choyoi, altamente fracturado y una espesa secuencia sedimentaria que provocarían esta disminución en la relación de velocidades sísmicas.

Referencias

- Cordell, L., 1992. A scattered equivalent-source method for interpolation and gridding of potential-field data in three dimensions. *Geophysics*, 57(4): 629-636.
- Dzierma, Y., Thorwart, M., Rabbel, W., Siegmund, C., Comte, D., Bataille, K., Iglesia, P., y Prezzi, C., 2012. Seismicity near the slip maximum of the 1960 Mw 9.5 Valdivia earthquake (Chile): Plate interface lock and reactivation of the subducted Valdivia Fracture Zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978-2012), 117(B6).
- Featherstone, W., 1997. On the use of the geoid in geophysics: a case study over the North West Shelf of Australia. *Exploration Geophysics*, 28(1/2): 52-57.
- Guspí, F., Introcaso, A., y Introcaso, B., 2004. Gravity-enhanced representation of measured geoid undulations using equivalent sources. *Geophysical Journal International*, 159(1):1-8.
- Introcaso, A., 2006. Geodesia física. *Boletín del Instituto de Fisiografía y Geología*, 1.
- Introcaso, A. y Crovetto, C., 2005. Introducción a la construcción del geoide. *Colección Temas de Geociencias* 12: 1, 56.
- Pesicek, J., Engdahl, E., Thurber, C., DeShon, H., y Lange, D., 2012. Mantle subducting slab structure in the region of the 2010 M8. 8 Maule earthquake (30–40°S), Chile. *Geophysical Journal International*, 191(1): 317-324.
- Ramos, V. A. y Folguera, A., 2005. Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation. *Special Publication-Geological Society of London*, 252:15.
- Ramos, V. A. y Kay, S. M., 2006. Overview of the tectonic evolution of the southern Central Andes of Mendoza and Neuquén (35-39°S latitude). *Geological Society of America Special Papers*, 407: 1-17.
- Yuan, X., Asch, G., Bataille, K., Bock, G., Bohm, M., Echtler, H., Kind, R., Oncken, O., y Wölbern, I., 2006. Deep seismic images of the Southern Andes. *Geological Society of America Special Papers*, 407: 61-72.

MODELO ANÁLOGO A LA REGIÓN ALEDAÑA AL RÍO JUMIAL EN LA CORDILLERA ORIENTAL, PROVINCIA DE SALTA, ARGENTINA.

Sebastián Emanuel Vázquez¹, Daniel Yagupsky¹,
Darío Rubén Vera², Víctor Hugo García², Juan
Martín Mazzoni¹

¹ Laboratorio de Modelado Geológico, Departamento de Ciencias Geológicas IDEAN (UBA-CONICET). Intendente Güiraldes 2160, Ciudad Universitaria, Pabellón II, CP 1428, Capital Federal - Buenos Aires, Argentina. E-mail: sebastian.vazquez@live.com.

² Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología, Universidad Nacional de Río Negro. Isidro Lobo y Belgrano, CP 8332, General Roca, Río Negro, Argentina.

En el presente trabajo se presentan los resultados preliminares de la aplicación de modelos análogos para entender el estilo estructural del depocentro terciario, conocido como "Vallecito", poco conocido ubicado en la Cordillera Oriental, a 50 km al Oeste de la ciudad de Salta. La Cordillera Oriental se caracteriza por presentar evidencias de inversión tectónica de la cuenca de rift del Grupo Salta (Salfity y Marquillas 1994, Marquillas *et al.* 2005) y de las estructuras heredadas del basamento (Hongn *et al.* 2010) durante el Cenozoico. El rasgo estructural principal de este depocentro es un retrocorrimiento meridiano que atraviesa la región estudiada. El mismo registra un aumento significativo del rechazo absorbido a lo largo de su traza, siendo el sector norte el que sufrió mayor acortamiento. Asimismo, la configuración del borde occidental de este depocentro presenta una notable inflexión, presentando el bloque de basamento sur un mayor desarrollo hacia el este que el bloque norte (Figura 1b); esta diferencia es de aproximadamente 1,5 km. Se pretende en este trabajo evaluar como hipótesis de trabajo si esta asimetría N-S del frente de empuje pudo haber influido en la diferencia de rechazos identificado para el retrocorrimiento en cuestión. Para ello se realizaron tres modelos análogos: los primeros dos se orientaron a evaluar si un frente de empuje con la configuración descrita avanzando a velocidad constante puede efectivamente inducir esta variación en el rechazo estructural de la falla. El tercero pretende evaluar si cada bloque avanzando de forma independiente a distintas velocidades explicaría el arreglo descrito. Describiremos los resultados de la configuración asumida en los modelos 1 y 2, ya que su analogía con el caso de estudio fue la más adecuada para explicar el problema planteado.

Metodología

En las experiencias análogas se simulan procesos geológicos estructurales que se desarrollan en la naturale-

za a lo largo de varios kilómetros y millones de años, en una escala de metros y horas. Para que el modelo represente efectivamente el comportamiento mecánico del prototipo, es necesario mantener ciertas relaciones de escala entre ambos. Éstas son el factor de escala espacial, el temporal, y el de masas. Las arenas y otros materiales granulares reúnen estos requisitos, lo cual los hace adecuados para simular procesos de deformación cortical frágil. Teniendo bajo consideración estas relaciones, es posible realizar comparaciones entre la evolución de la deformación en modelos construidos usando materiales granulares y en los prototipos naturales.

En el experimento que se describe a continuación se pretende deformar una secuencia de rocas terciarias de aproximadamente 1 km de espesor. Se asumió una escala espacial donde 1 cm en los modelos representa 250 m en la naturaleza. Un espesor de 4 cm de arena fue empujado por medio del avance de un pistón (velocidad 13,41 cm/h), cuya geometría consistió en dos cuñas de madera (27° en la cara frontal); la cuña Sur se dispuso 5,8 cm hacia el Este de la cuña Norte (Figura 1a). Esta geometría representa lo que consideramos la configuración pre-compresiva del basamento en la región de estudio. Además, se utilizó una superficie basal plástica que se desplazaba solidariamente a las cuñas para inducir el desarrollo de retrocorrimientos al deformar la arena. El límite de esta lámina basal tiene igual alcance hacia el Este del modelo a lo largo de todo su desarrollo. De esta forma, la variación principal impuesta al modelo es la posición de las cuñas de empuje configuradas. En la base de los 4 cm de arena se dispuso una delgada capa de esferas de vidrio de bajo coeficiente de fricción interna, la cual permitió incrementar la eficiencia del nivel de despegue. Se alternaron capas de arena de color amarillo y negro, para poder observar el rechazo de los corrimientos generados. El acortamiento total aplicado en el modelo descrito fue de 10 cm. La evolución de los modelos fue fotografiada a intervalos regulares de 40 segundos para registrar su evolución en planta. El resultado final fue seccionado con cortes E-O para analizar su estructura interna. Con esta información fue posible obtener los valores del rechazo neto del retrocorrimiento (Figura 1c). Estos valores del rechazo, fueron graficados en función a la línea de referencia (LR) (Figura 1d), para analizar la variación del mismo de Sur a Norte.

Resultados y discusión

Como muestra la figura, la configuración de dos bloques en forma de cuña desfasados induce un gradiente en el acortamiento, análogo al que se observa en el caso de estudio. Este resultado sugiere que el bloque más adelantado (bloque Sur) induce un levantamiento temprano en la evolución del modelo en el bloque yacente del retrocorrimiento. Esto podría explicar el menor rechazo estructural registrado.

De esta manera, la configuración del basamento que funciona como frente que avanza a velocidad uniforme explicaría de manera simple las diferencias de comportamiento a lo largo del rumbo de la estructura. Los demás modelos realizados confirman esta hipótesis. El modelo con distintas velocidades de propagación, aunque exitoso en términos de la configuración final lograda, fue descartado en función de la poca probabilidad de que dos bloques de esa escala se desplacen de forma independiente.

Referencias

Salfity, J. A. y Marquillas, R. A. 1994. Tectonic and sedimentary evolution of the Cretaceous-Eocene Salta Group basin, Argentina. En *Cretaceous Tectonics of the Andes*: 266-315. Vieweg Teubner Verlag.

Marquillas, R.A., del Papa, C.E., 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(1): 94-113.

Hongn, F., Mon, R., Petrinovic, I., Del Papa, C.E. y Powell, J. 2010. Inversión y reactivación tectónicas cretácico-cenozoicas en el noroeste argentino: influencia de las heterogeneidades del basamento neoproterozoico-paleozoico inferior. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 66: 38-53.

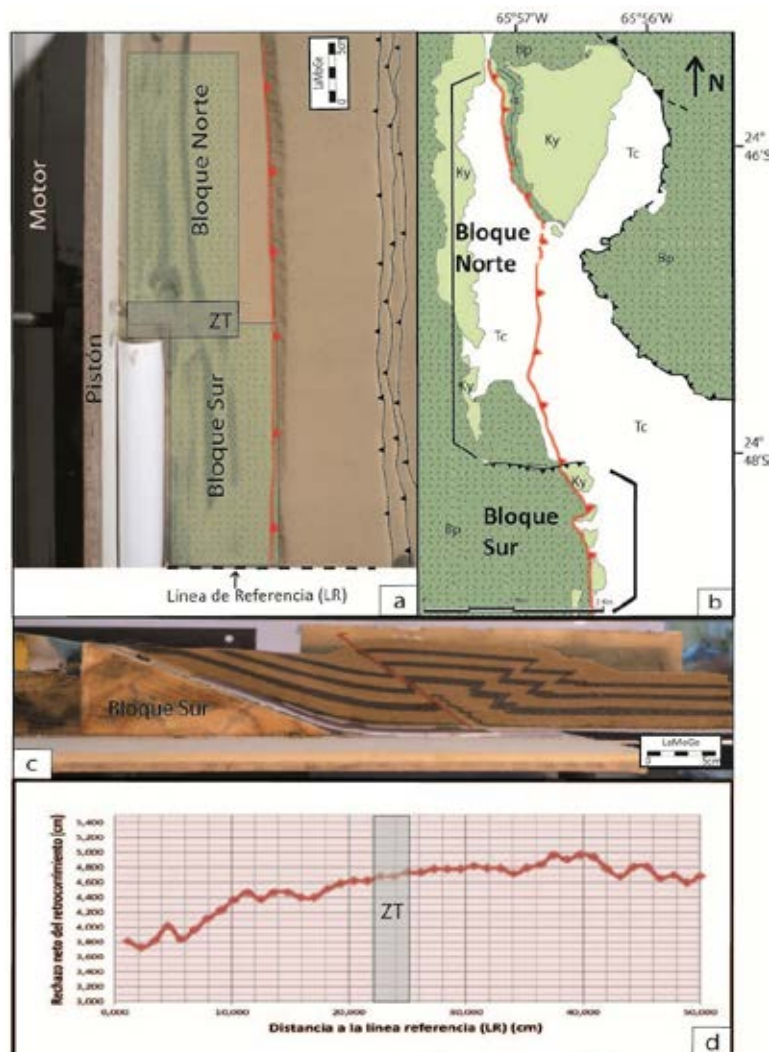


Figura 1: En rojo se destaca el retrocorrimiento analizado. (a) Vista en planta del modelo finalizado; (ZT= zona de transferencia entre bloques; LR=línea de referencia). (b) Mapa de la zona de estudio simplificado (Ky =Formación Yacoraite, Tc= secuencia Terciaria; Bp = Formación Puncoviscana). (c) Corte en perfil del modelado, donde se observa en rojo el retrocorrimiento. (d) Gráfico del rechazo neto del retrocorrimiento vs. Distancia a la línea de referencia LR.

Neotectónica



ANÁLISIS SISMOLÓGICO-ESTRUCTURAL DE UN SECTOR DE LA PRECORDILLERA SUR (31°47'S-69°19'O) DEPARTAMENTO CALINGASTA, SAN JUAN.

Juan Ariza¹, Marcos Ludueña², Silvina Nacif¹ y Martínez Patricia¹

¹ Instituto Geofísico Sismológico Volponi. Universidad Nacional de San Juan. CONICET.

jpariza@conicet.gov.ar

² Departamento de Geología, Universidad Nacional de San Juan

Esta contribución representa un aporte al conocimiento geológico y geofísico de las rocas expuestas en un sector de la Precordillera Sur (Figura 1). La región estudiada se caracteriza por la presencia de cordones serranos constituidos por sedimentitas marinas del Paleozoico inferior-medio y superior (Gaido *et al.* 2009), los cuales están separados por depresiones menores compuestas por depósitos modernos principalmente neógenos. El diseño estructural de las unidades presentes en la comarca pone en evidencia una historia tectono-estratigráfica compleja y dinámica, en la cual los episodios de estructuración antiguos han condicionado el diseño y comportamiento de las estructuras modernas. En este trabajo se presentan los resultados estructurales preliminares de la sección geológica a lo largo de la quebrada El Leoncito (Figura 1). Además se realizó la relocalización de tres sismos cuyas formas de onda fueron facilitadas por IRIS Data Management Center (*) con el fin de establecer los mecanismos focales de aquellos hipocentros corticales susceptibles de ser interpretados en términos de la estructura superficial.

* The facilities of the IRIS Data Management System, and specifically the IRIS Data Management Center, were used for access to waveform, metadata or products required in this study. The IRIS DMS is funded through the National Science Foundation and specifically the GEO Directorate through the Instrumentation and Facilities Program of the National Science Foundation under Cooperative Agreement EAR-0552316. Some activities of are supported by the National Science Foundation Earth Scope Program under Cooperative Agreement EAR-0733069.

La geología de la zona está representada principalmente por estructuras de plegamiento y fallamiento. Pliques. En la sección estudiada se reconocen al menos tres eventos de plegamiento, los cuales son perfectamente diferenciados entre sí por sus atributos geométricos (rumbo y buzamiento de planos axiales), genéticos (en función del mecanismo de plegamiento predominante), cinemáticos (vergencia de la deformación) y temporales (relacionado a la edad de las unidades que participan de la deformación). El evento más antiguo corresponde a un plegamiento de tipo aniso-

paco, el cual se asocia al desarrollo de metamorfismo de plano axial en facies de esquistos verdes que afecta exclusivamente a rocas del Paleozoico inferior-medio. Regionalmente la edad de este evento es ubicada en el intervalo Devónico tardío (Cucchi 1971) sobre la base de dataciones de K-Ar en micas neoformadas y por la fuerte discordancia angular que guardan las unidades del Paleozoico inferior-medio con rocas del neopaleozoico. La orientación de estos pliegues presenta dos patrones: ONO-ESE y NNE-SSO, en concordancia con lo que describen otros autores en comarcas aledañas al sur de esta localidad (Giambiagi *et al.* 2010, entre otros). Este evento corresponde a la fase orogénica Chánica y representa el cierre de la cuenca oceánica de Precordillera (Ramos *et al.* 1986). El segundo evento está representado por pliegues isopacos que están muy bien representados en las sedimentitas del Neopaleozoico. Estos pliegues se orientan preferentemente N-S a NNO-SSE con planos axiales inclinados al O y SO, respectivamente. En la sierra de Barreal (al norte de la comarca analizada) depósitos Neopaleozoicos equivalentes infrayacen en discordancia angular a las sedimentitas continentales triásicas de la Cuenca Cuyana, lo cual permitiría acotar esta fase de deformación al lapso Pérmico medio - Triásico inferior correspondiente a la Orogenia San Rafael (Ramos 1988).

El tercer evento de plegamiento observado en la sección de estudio, está representado por estructuras de gran longitud de onda y estaría asociado a la flexión producida por el basculamiento de las láminas de corrimiento principales que afectan la comarca (Orogenia Andina). Este tipo de estructuras afecta tanto a rocas paleozoicas, mesozoicas como cenozoicas.

En la sección estudiada se reconocieron tres estilos de fallas los cuales se diferencian por su orientación e inclinación de los planos de fractura y cinemática del desplazamiento entre bloques.

El sistema de fracturación principal, está representado por corrimientos de rumbo N-S a NNO-SSE cuyos planos inclinan al E y NE, respectivamente. Estas fallas inversas tienen un carácter antitético con respecto a la deformación andina. El segundo sistema de fractura, corresponde a corrimientos de rumbo principal N-S y planos inclinados al O. Finalmente, un sistema de fallas y lineamientos de escala kilométrica con orientación NO-SE e inclinación vertical a subvertical presentan evidencias de desplazamiento de rumbo sinistral. Todas estas estructuras presentan evidencias de actividad tectónica durante el neógeno incluso durante el Cuaternario.

Se relocalizaron tres eventos sísmicos a partir de datos brindados por el experimento CHARGE (Chile-Argentina Geophysical Experiment), el cual operó desde Noviembre de 2000 hasta Mayo de 2002. En base a los datos obtenidos de los sismos, se determinó que la localización de dos de ellos, el primer y el segundo evento, difería ampliamente de la publica-

da por el catalogo internacional NEIC, ya que originalmente eran considerados eventos de corteza. Su relocalización permite considerarlos como eventos de placa subductada.

Teniendo en cuenta que luego de la relocalización el tercer evento es el único que se ubica a profundidades corticales (del orden de los 36 km), se procedió a la resolución del mecanismo focal (se utilizó HASH para su cálculo) (Hardebeck y Shearer 2002) que permitió conocer las fuerzas que dieron origen al evento sísmico.

Se obtuvieron los planos nodales de dicho sismo dando como resultado en el primer plano nodal una falla de rumbo dextral con componente inversa, de orientación NO (335°) y para el segundo plano nodal una falla inversa con componente de rumbo sinistral, cuya orientación es NE (235°).

La localización superficial del sismo estudiado corresponde a la unidad morfo-tectónica de tercer orden Cinturón Barreal – Las Peñas (Cortés *et al.* 2005). Esta faja es sísmicamente activa, y presenta estructuras de rumbo principal NO-SE. El grano estructural predominante de la comarca es NO-SE, similar al que describen las fases de deformación más antiguas. Esto pone de manifiesto el importante control estructural ejercido por las anisotropías Preandinas sobre la estructuración moderna y sismicidad actual de la región. (Fig 1)

Agradecimientos

Al Depto. de Geología de la FCFN-UNSJ. y al Proyecto de Investigación de Jóvenes Investigadores (UNSJ-SECITI). Al Dr. Carlos Costa por sus valiosos comentarios.

Referencias

Cortés, J.M., Pasini, M.M. y Yamin, G. 2005. Paleotectonic controls on the distribution of Quaternary deformation in Southern Precordillera, Central Andes

(31°30′-33°S). International Symposium on Andean Geodynamics, Extended Abstracts: 186-189, Barcelona

Cucchi, R. 1971. Edades radimétricas y correlación de metamorfitas de la Precordillera, San Juan- Mendoza, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 26: 503-515.

Davis, J., Roeske, S., McClelland, W. y Snee, L. 1999. Closing an ocean between the Precordillera terrane and Chilenia: Early Devonian ophiolite emplacement and deformation in the southwest Precordillera. En Ramos, V.A. y Keppie, J.D. (eds.), Laurentia-Gondwana Connection before Pangea. Geological Society of America Special Paper 336: 115-138.

Gaido, M. Cegarra, M., Anselmi, G. y Yamin, M. 2009. Hoja Geológica 3169-33 Villa Pituil. Servicio Geológico Minero.

Giambiagi, L., Mescua, J., Folguera, A., y Martínez, A. 2010. Estructuras y cinemática de las deformaciones pre-andinas del sector sur de la Precordillera, Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina 66(1-2): 5-20.

Hardebeck, J., Shearer, P. 2002. A New Method for determining First Motion Focal Mechanisms. Bulletin Seismological Society of America 92(6): 2264-2276.

Ramos, V., Jordan, T., Allmendinger, R., Mpodozis, C., Kay, S., Cortés, J. y Palma, M. 1986. Paleozoic terranes of the Central Argentine-Chilean Andes. Tectonics 5(6): 855-880.

Ramos, V.A. 1988. The tectonics of the Central Andes: 30° to 33° S latitude. En: S.P. Clark, B.C. Burchfiel, J. Suppe, (eds.), Processes in Continental Lithospheric Deformation. Geological Society of America Special Paper 218: 31-54.

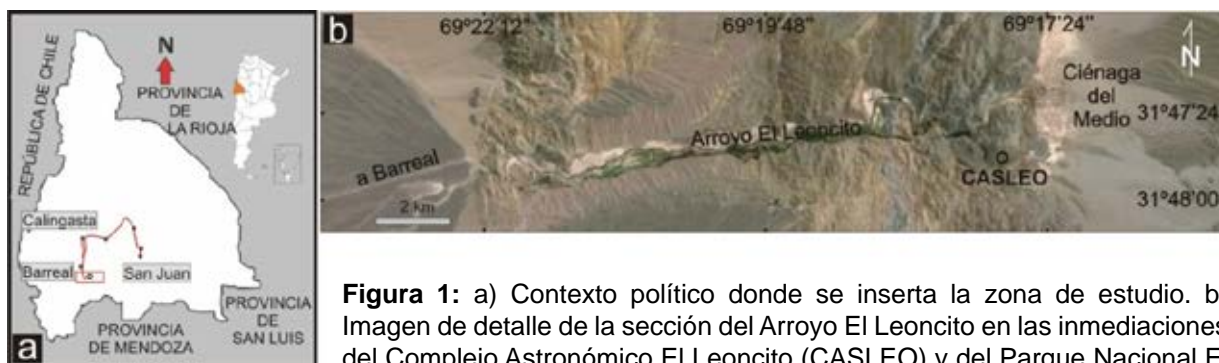


Figura 1: a) Contexto político donde se inserta la zona de estudio. b) Imagen de detalle de la sección del Arroyo El Leoncito en las inmediaciones del Complejo Astronómico El Leoncito (CASLEO) y del Parque Nacional El Leoncito.

ESTUDIO SISMOTECTÓNICO INTEGRADO DE LA FALLA CIÉNAGA DEL CORO, LINEAMIENTO OJO DE AGUA Y FALLA LA SIERRITA, SIERRAS DE CÓRDOBA

Ana Caro Montero¹, Roberto D. Martino² y Alina B. Guerreschi²

¹ Becaria Doctoral CONICET. CICTERRA (CONICET-UNC), Córdoba. anacaromontero@hotmail.es

² Departamento de Geología Básica, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales (FCEFyN), Universidad Nacional de Córdoba (UNC), CICTERRA (CONICET UNC) y CIGEA (FCEFyN-CNEA)

Las Sierras de Córdoba conforman el grupo más oriental de la provincia geológica argentina de Sierras Pampeanas; están constituidas por un basamento neoproterozoico-paleozoico inferior dispuesto en cordones montañosos con orientación norte-sur, limitados por fallas inversas terciarias vergentes al oeste. En el sector noroeste, en la Sierra Grande y la Sierra de Pocho, se reconocen las fallas Ciénaga del Coro y La Sierrita, y el lineamiento Ojo de Agua (Figura 1). Se propone que estas fallas y parcialmente el lineamiento se integrarían en una única estructura, con una disposición sigmoidal orientada aproximadamente NNO, oblicua entre las fallas de la Sierra de Pocho y de la Cumbre de Gaspar. Esta estructura integrada, en su parte norte levanta la Sierra de Ciénaga del Coro, la cual pierde paulatinamente altura hacia el SSE, donde se empalmaría con parte del lineamiento Ojo de Agua, coalescería con la falla La Sierrita hacia el este; y ésta se prolongaría, a su vez, hacia el sur en la falla de Nono.

El lineamiento Ojo de Agua podría continuarse hacia el NO y SE en una única estructura marcada por un lineamiento discontinuo (Martino *et al.* 2014). Este lineamiento, junto al lineamiento Deán Funes reconocido al noreste de las sierras, para el cual se ha demostrado que ha desplazado la discontinuidad de Mohorovicic unos pocos kilómetros en la vertical (Perarnau *et al.* 2012), conforman un grupo de importantes estructuras tectónicas transversales que influyen en la deformación terciaria de estas sierras. El lineamiento Ojo de Agua tiene una orientación aproximada NO y buza al NE con alto ángulo; la falla La Sierrita mantiene la misma orientación pero con un buzamiento de 30-40° NE. El bloque levantado por ambas estructuras está asociado a la faja de deformación dúctil Ambul-Mussi (Martino 2003).

Sobre el modelo digital de elevación de 45 m, obtenido del IGN (Instituto Geográfico Nacional), se presentan los epicentros de todos los terremotos registrados en las Sierras de Córdoba (desde 09/1908 hasta el mes de agosto del presente año), a partir de las bases de datos del INPRES (Instituto Nacional de

Prevención Sísmica; <http://www.inpres.gov.ar/seismology/xultimos.php>), de la USGS (United States Geological Survey; <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/map/>) y los registrados por Richardson (2011); a partir de ellos se han realizado secciones perpendiculares a las estructuras objeto de este estudio (Figura 1).

Con estas bases de datos, se relacionaron los sismos con el lineamiento Ojo de Agua y la falla La Sierrita. Los hipocentros de los terremotos definen muy bien ambas estructuras someramente y en profundidad. Cabe destacar aquí que la sección realizada sobre la falla La Sierrita muestra hipocentros con profundidades anómalas, llegando cerca de los 80 kilómetros, poniendo en duda la geometría, hasta ahora conocida o inferida, de las fallas en profundidad de las Sierras Pampeanas de Córdoba (Richardson 2011, Perarnau *et al.* 2012, Richardson *et al.* 2013, Martino *et al.* 2014 y bibliografía citada allí). A partir de los mecanismos focales calculados por el ISC (International Seismological Center, <http://www.isc.ac.uk>), y por Richardson *et al.* (2012) y Richardson (2011) para los sismos localizados a lo largo de la estructura integrada en este trabajo, se deduce un comportamiento cinemático diferente por encima y por debajo de la discontinuidad de Mohorovicic. Posiblemente este comportamiento esté relacionado con el cambio reológico entre la litosfera y el manto superior, donde la estructura tiene cinemática sinistral de naturaleza transpresiva por debajo de ese límite (≈ 40 km), y de extrusión inversa por encima de este límite, formando en superficie una estructura en flor asimétrica hacia el oeste.

Referencias

- Martino, R.D. 2003. Las fajas de deformación dúctil de las Sierras Pampeanas de Córdoba: una reseña general. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58(4): 549-571.
- Martino, R. D., Guerreschi, A. B., Montero, A. C. 2014. La estructura cenozoica (paleógena-neógena) de las Sierras de Córdoba. En Martino, R.D. y Guerreschi, A.B. (eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Córdoba*, Relatorio del 19º Congreso Geológico Argentino, I-A-23: 649-671, Asociación Geológica Argentina, Córdoba.
- Perarnau, M., Gilbert, H., Alvarado, P., Martino, R., Anderson, M. 2012. Crustal structure of the Eastern Sierras Pampeanas of Argentina using high frequency local receiver functions. *Tectonophysics* 580: 208-217.
- Richardson, T. 2011. A geophysical and geologic analysis of the development, structure and activity of the Eastern Sierras Pampeanas, Argentina. Tesis Doctoral, Purdue University (inérita), 173 p., West Lafayette, Indiana.
- Richardson, T., Gilbert, H., Anderson, M. and Ridgway, K. D. 2012. Seismicity within the actively deforming

Eastern Sierras Pampeanas, Argentina. Geophysical Journal International 188: 408-420.

Richardson, T., Ridgway, K. D., Gilbert, H., Martino, R., Enkelmann, E., Anderson, M., Alvarado, P. 2013. Neogene and Quaternary tectonics of the Eastern Sierras Pampeanas, Argentina: Active intraplate deformation inboard of flat-slab subduction. Tectonics 32: 780-796.

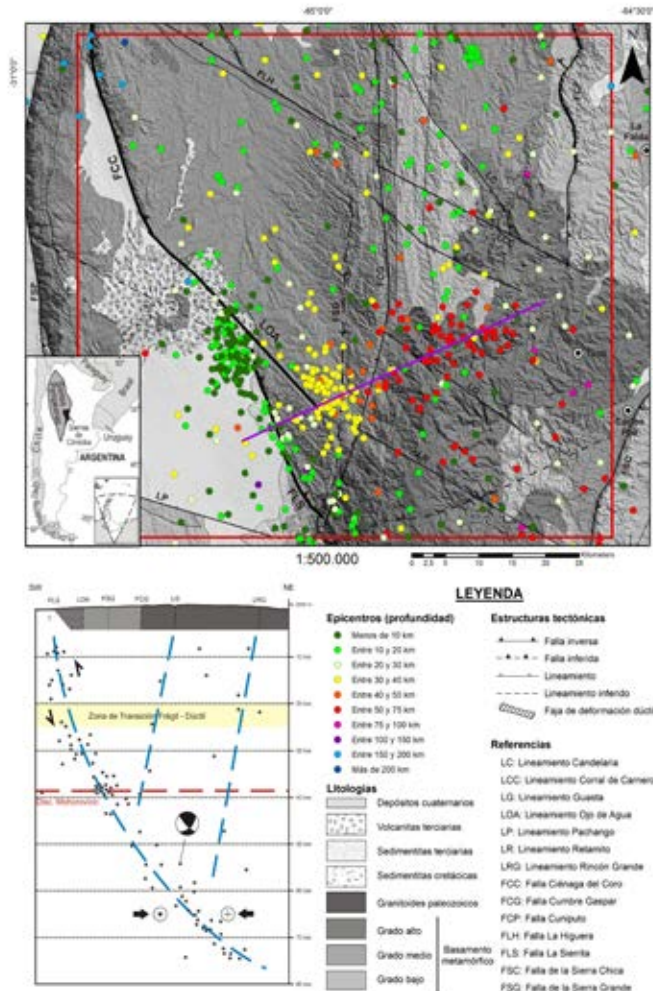


Figura 1. Mapa de la zona de estudio (marcada en rojo), donde se han situado los epicentros de los terremotos ocurridos en las Sierras de Córdoba según su profundidad sobre un modelo digital de elevación (45 metros, IGN) y las principales litologías y estructuras tectónicas (resaltando las fallas de la Ciénaga del Coro, La Sierrita, y el Lineamiento de Ojo de Agua). Representación de los hipocentros sísmicos de una de las secciones realizadas, perpendicular a la Falla de la Sierrita (línea morada), junto con el mecanismo focal calculado para uno de estos sismos. Notar que por encima de la Discontinuidad de Mohorovicic la falla FCC-LOA-FLS tiene comportamiento inverso, mientras que por debajo de dicho límite su comportamiento es transpresivo sinistral.

CARACTERIZACIÓN CINEMÁTICA DE LA ZONA DE FALLA MANANTIALES Y SU RELACIÓN CON LAS MANIFESTACIONES GEOTERMALES DE RINCÓN DE LAS PAPAS, FLANCO OCCIDENTAL DEL CERRO DOMUYO, PROVINCIA DE NEUQUÉN

Antonella Galetto¹, Víctor H. García¹ y Andrea C. Rossi¹

¹ Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología, Universidad Nacional de Río Negro. CONICET. Av. General Roca 1242 (8332) General Roca, Río Negro, Argentina. agaletto@unrn.edu.ar

El cerro Domuyo se encuentra localizado a los 36°38' de latitud sur y los 70°26' de longitud oeste en el extremo septentrional de la Cordillera del Viento. Esta unidad morfoestructural constituye un gran bloque de basamento de orientación N-S, exhumado durante diferentes etapas compresivas de la orogenia andina y representa el sector interno de la faja plegada y corrida de piel gruesa de Chos Malal (Folguera *et al.* 2010). La evolución de esta faja plegada y corrida estuvo condicionada por la inversión tectónica de los depocentros extensionales triásico-jurásicos de la Cuenca Neuquina. Durante un primer pulso compresivo desarrollado en el Cretácico temprano, que generó gran parte del acortamiento en la faja plegada y corrida, se produjo el levantamiento de la Cordillera del Viento y del cerro Domuyo (Folguera *et al.* 2007). Posteriormente, un segundo pulso compresivo a los 17 Ma dio lugar a la inversión en la Cordillera Principal de las fallas normales de la cuenca de Cura Mallín (Spikings *et al.* 2008, Utgé *et al.* 2009), progresando hacia el antepaís mediante la reactivación de fallas inversas cretácicas y generando nuevos corrimientos en el sector externo de la faja plegada y corrida de Chos Malal (Folguera *et al.* 2010).

El objetivo de esta contribución es presentar los resultados preliminares del estudio de los controles estructurales sobre las manifestaciones geotermales del cerro Domuyo en el área de Rincón de Las Papas, y que forman parte del plan de tesis doctoral de la Geól. Galetto. Se presentan aquí mediciones de indicadores cinemáticos tomados sobre fallas menores asociadas a la zona de falla Manantiales. Esta estructura ha sido inferida previamente como un lineamiento ONO-ESE que limita dos sectores con diferentes comportamientos morfológicos y estructurales (Pesce 1987, JICA 1984) y que controla la ubicación de las manifestaciones geotermales de Rincón de las Papas (Figura 1a). La estación de medición se ubica entre los cerros Puelches y Las Papas (Figura 1a), donde aflora una sucesión que se inicia con un depósito de flujo piroclástico de composición riolítica con marcada fluididad, cubierto en discordancia erosiva y angular por

conglomerados rojizos con clastos de composición riolítica y andesítica, en el que se pueden identificar secciones estratificadas con planos de estratificación de actitud de 21°/NO. Por encima se observa una unidad de brechas de color gris verdoso y clastos angulosos de composición andesítica a basandesítica. En la base de esta unidad se observan clastos angulosos de composición riolítica, los cuales pertenecerían al flujo piroclástico infrayacente. Culmina la secuencia una colada de composición andesítica a basandesítica, en las que se identifican capas con una actitud aproximada de 40°/NE. El flujo piroclástico de la base puede correlacionarse con el Complejo Volcánico Domuyo y la sucesión suprayacente sería contemporánea con las formaciones Cerro Domo (Zanettini *et al.* 2001) y Manchana Covunco (Pesce 1996).

La sucesión descrita se encuentra afectada por fallas normales con buenos a excelentes indicadores cinemáticos (superficies pulidas acompañadas de marcas de herramientas tectónicas, fracturas de tensión). Los datos cinemáticos fueron procesados con el *software* FaultKinWin (R. W. Allmendinger 2015) utilizando el método gráfico basado en distribuciones estadísticas de Bingham (Marrett y Allmendinger 1990) con el fin de obtener la orientación de los tres ejes principales del elipsoide de deformación (λ_1 , λ_2 y λ_3). El primer paso del método consiste en la construcción gráfica de los ejes principales de acortamiento y extensión incrementales (ejes P y T, respectivamente) para una determinada población de fallas. Cada par de ejes se encuentra en el plano de movimiento que contiene el vector de desplazamiento de la falla. El método de Bingham permite calcular los máximos del conjunto de ejes P y T obtenidos gráficamente de un grupo de datos cinemáticos. Utilizando este método se determinó la dirección de extensión de la estación de medición. Para la población de fallas medidas se obtuvo una dirección de extensión ENE-OSO (Figura 1b).

La reducción del espesor de la sucesión post-flujo hacia el sur (cerro Las Papas) indica que la deposición de la misma habría sido sincrónica con el fallamiento normal, perteneciendo el set de fallas medidas al bloque colgante de una falla principal (Falla Penitentes) cuya traza pasaría por la silla que divide ambos cerros y se continuaría hacia el oeste conectando las manifestaciones geotermales de Rincón de Las Papas (Figura 1a). Si bien no existen reportes de extensión con orientación ENE-OSO generalizada durante el Pleistoceno superior para la región, los resultados obtenidos hasta el momento alientan la realización de estudios de detalle similares en otros sectores con el fin de acotar temporal y espacialmente este evento distensivo. Los procesos tectónicos posiblemente responsables de este campo de esfuerzos resultante, podrían ser locales y estar relacionados al colapso del sistema intrusivo-volcánico del Complejo Volcánico Domuyo-Cerro Domo o estar controlados por procesos tectónicos regionales como, por ejem-

plo, el desgarre de la placa subductada de Nazca, posible responsable de la formación de la fosa de Loncopué hacia el sur de la zona de estudio (Rojas Vera *et al.* 2014).

Referencias

- Folguera, A., Rojas Vera, E., Bottesi, G., Zamora Valcarce, G., Ramos, V.A. 2010. The Loncopué Trough: A Cenozoic basin produced by extension in the southern Central Andes. *Journal of Geodynamics* 49: 287-295.
- Folguera, A., Ramos, V. A, Zapata, T., Spagnuolo, M G. 2007. Andean evolution at the Guañacos and Chos Malal fold and thrust belts (36°30'-37°s). *Journal of Geodynamics* 44: 129-148.
- JICA, 1984. Argentine Republic. Final Report on the Northern Neuquen Geothermal Development Project. Third Phase Survey. Japan International Cooperation Agency-Ente Provincial de Energía de la Provincia de Neuquén (inédito). Neuquén.
- Marrett, R. A., and Allmendinger, R. W. 1990. Kinematic analysis of fault-slip data: *Journal of Structural Geology*, 12: 973-986 p.
- Pesce, A.H. 1996. Estudio del magmatismo de la región del Domuyo y caracterización de la zona en su significado geotérmico (inédito).
- Pesce, A.H. 1987. Evaluación geotérmica del "Área Cerro Domuyo". Provincia de Neuquén, República Argentina. *Revista Brasileira de Geofísica*, 5: 283-299.
- Rojas Vera, E., Folguera, A., Zamora Valcarce, G., Bottesi, G., Ramos, V. 2014. Structure and development of the Andean system between 36° and 39°S. *J. Geodynamics* (73): 34-52.
- Spikings, R., Dungan, M., Foeken, J., Carter, A., Page, L., Stuart, Y.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* 165: 941-953.
- Utgé, S., Folguera, A., Litvak, V., Ramos, V.A. 2009. Geología del sector norte de la cuenca de Cura Mallín en las Lagunas de Epulafquen, Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63(2): 230-247.
- Zanettini, J.C., Santamaría, G.R. y Leanza, H.A. 2001. Hoja Geológica 3772-II: Las Ovejas. Provincia del Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Secretaría de Minería, Argentina 263: 61. Buenos Aires.

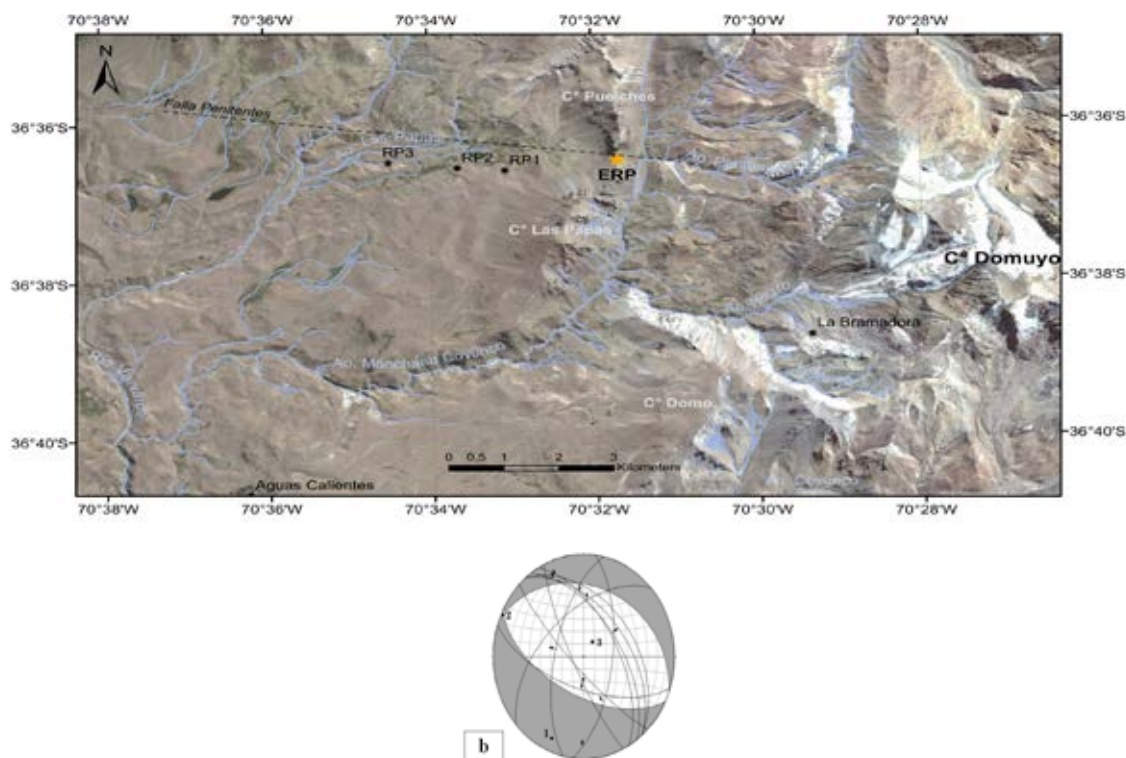


Figura 1. a) Mapa de ubicación de la estación de medición ERP, junto con manifestaciones geotermiales de Rincón de Las Papas RP1, RP2 y RP3 y la traza inferida de la falla Penitentes. b) Orientación de los tres ejes principales del elipsoide de deformación (I1, I2 y I3), en donde el eje-T: 204°/13°SO.

MODELO ESTRUCTURAL DEL COMPLEJO VOLCÁNICO PUYEHUE-CORDÓN CAULLE Y VARIACIONES EN EL RÉGIMEN DE ESFUERZOS LOCAL

Francisco Manuel García Araya¹, Andrés Humberto Tassara Oddo¹, Klaus Dieter Bataille Bolweg¹, Belén Alejandra Arratia Orellana¹, Luis Gonzalo Vera Calisto¹.

¹ Universidad de Concepción, Facultad de Ciencias Químicas, Departamento Ciencias de la Tierra. Víctor Lamas # 1290, Concepción, Chile. E-mail: franciscogarcia@udec.cl.

Introducción

El Complejo Volcánico Puyehue Cordón Caulle (CVPCC) incluye los productos del volcán Cordillera Nevada, del centro fisural Cordón Caulle y del volcán Puyehue, generando un sistema de orientación NO-SE (Lara *et al.* 2006). Las principales estructuras del área son, la Zona de Falla Liquiñe Ofqui (ZFLO), un sistema dextral de más de 1000 kilómetros de longitud y orientación NNE-SSO, cuya ubicación es coincidente con la del arco volcánico actual (Cembrano *et al.* 2000), y un graben de orientación NO-SE, que se encuentra en el CVPCC, y que controlaría gran parte de la actividad volcánica (Lara *et al.* 2006).

Durante la erupción del año 2011, el CVPCC produjo una columna sub-pliniana que depositó grandes volúmenes de material piroclástico (Castro *et al.* 2013). Dentro de la actividad volcánica histórica, la cual se restringe solo al Cordón Caulle, se destacan dos cosas, primero que las estructuras del graben ejercen un importante control sobre la ubicación de los centros de emisión fisurales y segundo, que en el año 1960, el complejo hizo erupción solo 36 horas después del terremoto de Valdivia de Mw 9.5 (Lara *et al.* 2004 y Lara *et al.* 2006).

Metodología

Se realizaron dos campañas de terreno, durante las cuales se realizó un levantamiento estructural del complejo, midiendo la actitud de fallas y diques. Posteriormente, en el gabinete, se estudió la geometría y distribución de los cuerpos sub-volcánicos (diques), para identificar el régimen de esfuerzos asociado a su emplazamiento (Pasquare y Tibaldi 2003). Las fallas se agruparon de forma tal, que cada subconjunto pueda ser generado bajo un mismo régimen de esfuerzos, esto dado que la totalidad de las estructuras no se pueden explicar con una sola configuración tectónica. Finalmente, para intentar dar un sentido más físico a las conclusiones que se pueden desprender de lo anterior, se realizaron modelos de dislocaciones elásticas (Okada 1985), para determinar qué tipo de eventos tectónicos podrían generar las condiciones observadas.

Resultados

Los cuerpos sub-volcánicos cortan rocas piroclásticas del Pleistoceno Superior, y fueron interpretados como diques alimentadores que habrían cristalizado a profundidades no mayores a 100 metros. La distribución de los cuerpos encontrados en el complejo (Figura 1a), aparentemente responde más a características morfológicas que magmático-estructurales, esto ya que el área donde se encontró la mayoría de los cuerpos, parece ser la zona con menor cantidad de depósitos de caída. La orientación de los diques (Figura 1b) presenta una dominancia NO-SE, indicando que el σ_1 tendría la misma orientación y, perpendicularmente se ubicaría σ_3 (Pasquare y Tibaldi 2003).

Las fallas encontradas en el complejo fueron agrupadas de acuerdo al régimen de esfuerzos capaz de generarlas. De esta forma, se definieron dos grupos, en primer lugar las fallas que serían resultantes del movimiento dextral de la ZFLO y un segundo grupo que tendría una génesis sin-magmática con los diques, y que por lo tanto, se generaría bajo un mismo régimen de esfuerzos.

Discusión

Los resultados muestran que el campo de esfuerzos asociado a la ZFLO, con σ_1 orientado en sentido NE-SO, tiene un control muy importante sobre la deformación del CVPCC, sin embargo, durante el Cuaternario, se establece en forma episódica un régimen de esfuerzos completamente opuesto (intercambio de posiciones de σ_1 con σ_3). Esta hipótesis habría sido propuesta previamente por Lara *et al.* (2004, 2006).

El análisis del cambio del campo de esfuerzos, se realizó a nivel del ciclo sísmico, identificándolo como el único factor con variaciones (fases) que pueden generar estos cambios durante el Cuaternario ya que el cosísmico es capaz de generar extensiones corticales completamente opuestas a las del intersísmico, lo cual puede incluso llegar a afectar al arco volcánico (Walter y Amelung 2007).

Un estudio de la deformación (InSAR y GPS) asociada a la última erupción (Wendt *et al.* en revisión), propone el movimiento de una falla en el complejo, que tendría un rumbo y manteo de $139^\circ/48^\circ$, con un rake de -58° (normal con componente sinistral). De esta manera al unir el movimiento dextral conocido para la ZFLO, junto con la falla propuesta por Wendt *et al.* (en revisión), se observa una extensión localizada en el complejo (Figura 1c), que sería muy semejante a la determinada para el evento de intrusión de los diques.

Si bien el fenómeno que invierte los esfuerzos, y por consiguiente genera movimiento de magmas, no es del todo claro utilizando solo modelos cinemáticos, resulta evidente que la configuración del complejo juega un rol muy importante, y que en el caso del CVPCC implica una gran susceptibilidad ante eventos sísmicos locales, que podrían controlar una parte de

su actividad eruptiva además de sus características petrológicas (Lara *et al.* 2004, Lara *et al.* 2006).

Referencias

Castro, J., Schipper, C., Mueller, S., Miltzer, A., Amigo, A., Silva, C., Jacob, D. 2013. Storage and eruption of near-liquidus rhyolite magma at Cordón Caulle, Chile. *Bulletin of Volcanology* 75: 01-17. Berlin.

Cembrano, J., Schermer, E., Lavenu, A., Sanhueza, A. 2000. Contrasting nature of deformation along an intra-arc shear zone, the Liquiñe–Ofqui fault zone, southern Chilean Andes. *Tectonophysics* 319: 129-149.

Lara, L., Lavenu, A., Cembrano, J., Rodríguez, C. 2006. Structural controls of volcanism in transversal chains: Resheared faults and neotectonics in the Cordón Caulle–Puyehue area (40.5°S), Southern Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 158: 70–86.

Lara, L., Naranjo, J.A., Moreno, H. 2004. Rhyodacitic fissure eruption in Southern Andes (Cordón Caulle; 40.58S) after the 1960 (Mw:9.5) Chilean earthquake:

a structural interpretation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 138: 127– 138.

Lavenu, A., Cembrano, J., 1999. Compressional and transpressional-stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in fore arc and intra-arc zones (Andes of Central and Southern Chile). *Journal of Structural Geology* 21: 1669-1691.

Okada, Y. 1985. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America* 75: 1135-1154

Pasquare, F., Tibaldi, A. 2003. Do transcurrent faults guide volcano growth? The case of NW Bicol Volcanic Arc, Luzon, Philippines. *Terra Nova* 15: 204-212.

Walter, T., Amelung, F., 2007. Volcanic eruptions following $M \geq 9$ megathrust earthquakes: Implications for the Sumatra-Andaman volcanoes. *Geol* 35: 539-542.

Wendt, A., Tassara, A., Baez, J., Basualto, D., Lara, L., García, F., Rivera, A. En revisión. Structural control on 2011 eruption of Puyehue-Cordón Caulle Volcanic Complex (southern Chile) determined by InSAR, GPS and seismicity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.

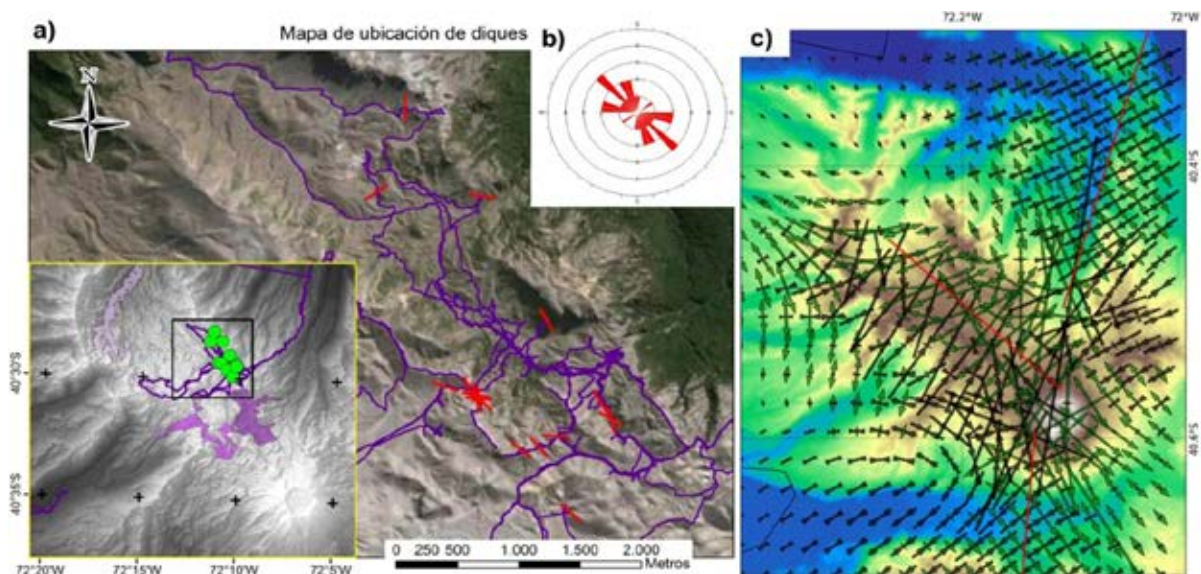


Figura 1. a) Mapa de ubicación y orientación de diques encontrados en terreno, las líneas violetas representan el track del gps utilizado en terreno, b) Roseta simétrica de los 18 cuerpos y c) Mapa de deformación asociada a un movimiento dextral de la ZFLO y normal con componente sinistral de la falla NW-SE. Las flechas verdes indican extensión, y las negras compresión.

EVOLUCIÓN TECTÓNICA Y DEL RELIEVE DURANTE EL CUATERNARIO EN LAS HUAYQUERIAS DEL ESTE (34°S), CERRILLADAS PEDEMONTANAS, MENDOZA

Víctor Hugo García¹, Rafael Toural Dapoza^{2,3}, Laura Giambiagi², Stella Moreiras²

¹ Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología, Universidad Nacional de Río Negro, Av. Roca 1242 (8332) General Roca, Río Negro, Argentina. E-mail: vgarcia@unrn.edu.ar

² IANIGLA, CONICET

³ ANPCyT

Las Cerrilladas Pedemontanas son la expresión morfológica de la inversión incipiente de los depocentros del *rift* de la cuenca Cuyana entre los 33° y 34°15'S en el piedemonte mendocino. Los depósitos triásico-jurásicos se encuentran cubiertos por una sucesión continental de entre 2000 y 4000 metros de espesor que registran el relleno de la cuenca de antepaís neógena y la secuencia de destechado del orógeno andino a estas latitudes. La estructura de las cerrilladas se caracteriza por amplios anticlinales con ejes submeridianos y buzantes separados entre sí por sinclinales de igual o mayor amplitud, resultado de la inversión parcial de las fallas normales triásicas (Dellape y Hegedus, 1995). De esta forma se definen tres ejes estructurales subparalelos, alineados en sentido NNO-SSE, formados por los principales pliegues de la región. Los rechazos verticales en los ejes de los anticlinales son variables y oscilan entre los 500 y 2500 metros existiendo evidencias de sedimentación sintectónica a partir del límite Plio-Pleistoceno (Yrigoyen, 1994; García y Casa, 2015). En esta contribución presentamos una sección estructural regional atravesando las Huayquerías de San Carlos, meseta del Guadal y Huayquerías del Este que permite reconstruir la evolución tectónica y del relieve de este sector de las Cerrilladas Pedemontanas.

La estratigrafía de la zona de estudio fue definida por Yrigoyen (1993) y se inicia con una sucesión de areniscas finas a medianas, areniscas tobáceas y limolitas de coloraciones rojizas que se agrupan en la Formación Huayquerías cuya edad del tramo superior ha sido previamente establecida en 5,8 +/- 0,1 Ma (⁴⁰K/⁴⁰Ar, Marshall *et al.* 1986). La base de esta unidad no está presente en la región y posee un espesor aflorante máximo de 200 metros. En concordancia se disponen por encima areniscas limosas y limolitas de coloraciones rojizas y amarillentas que pertenecen a la Formación Tunuyán que alcanza un espesor máximo de 725 metros. El límite con la suprayacente Formación Bajada Grande es transicional en algunos sectores y erosivo en otros. Esta última se caracteriza por el incremento del tamaño de grano presentando paquetes de más de 1 metro de conglomerados clas-

to-sostén intercalados con areniscas gruesas a medias que indican proveniencia de la Cordillera Frontal. Un nivel tobáceo de la base de esta unidad cuenta con una edad ⁴⁰Kr/⁴⁰Ar de 2,6 +/- 0,1 Ma (Marshall *et al.* 1986). El espesor es variable alcanzando los 500 metros en el eje del sinclinorio de la meseta del Guadal y reduciéndose a 150 metros en el limbo frontal del anticlinorio de las Huayquerías del Este. En suave discordancia angular se disponen por encima paquetes de arenas eólicas con intercalaciones de tobas de caída que, a priori, se podrían correlacionar con la Asociación Piroclástica Pumícea (APP; Polanski 1963) y que ha reportado edades que la ubican en el Pleistoceno medio (Stern *et al.* 1984; Lara *et al.* 2008; Pepin *et al.* 2013), siendo la más confiable la de ca. 150 ka obtenida por el método de U-Th/He en circones (Lara *et al.* 2008). El espesor máximo de estos sedimentos podría alcanzar los 300 metros en el limbo frontal de la estructura y se reduce a menos de 10 metros sobre la zona axial del pliegue.

Datos de actitud de capas recolectados durante campañas expeditivas en las Huayquerías de San Carlos y las Huayquerías del Este permitieron construir una sección estructural regional ONO-ESE atravesando la meseta del Guadal. En la misma se interpretó un nivel de despegue profundo a los 13 km y hemigrabenes cuyanos parcialmente invertidos durante la orogenia andina en base a estudios regionales previos (Cristallini *et al.* 2000; Giambiagi *et al.* 2015). Los espesores de las unidades cenozoicas en profundidad fueron estimados a partir de publicaciones basadas en datos de pozos exploratorios (García *et al.* 2005). En la sección puede observarse que las Huayquerías del Este pueden modelarse como un anticlinal por propagación de falla con vergencia hacia el este generado a partir de la inversión de un hemigraben cuyano. Las Huayquerías de San Carlos presentan mecanismos similares de formación pero con menores rechazos.

En el limbo frontal de las Huayquerías del Este la Formación Bajada Grande presenta inclinaciones de entre 15° y 40° hacia el este y los sedimentos que contienen a la APP intercalada se superponen en discordancia angular e inclinan entre 5° y 30° al este con evidencias de geometrías de crecimiento. Hacia el amplio sector axial del pliegue la APP se dispone subhorizontal en suave discordancia angular sobre las formaciones Tunuyán y Huayquerías. En el limbo frontal algunos cortes de los ríos efímeros que drenan la meseta del Guadal hacia el este permiten observar fallas inversas menores afectando la estratificación de la sucesión eólica y a la APP.

Tomando como referencia el tope de la Formación Huayquerías el levantamiento asociado con esta estructura es de 1900 metros. Suponiendo que la deformación en la región se inició sincrónicamente con la depositación de la Formación Bajada Grande, como lo indican la reducción de espesor por erosión de la Formación Tunuyán y los estratos de crecimiento

interpretados, la tasa de levantamiento promedio para los últimos 2,6 Ma es de aproximadamente 0,73 mm/a. Para el nivel guía de la APP el levantamiento alcanza, por lo menos, los 200 metros, por lo que se estima una tasa de alzamiento de 1,33 mm/a para los últimos 150 ka.

La relación estratigráfica entre la Formación Bajada Grande y los sedimentos eólicos inconsolidados que contienen la APP indica que luego de la sedimentación de la primer unidad (ca. 1 Ma) existió un período erosivo que labró el paleorelieve sobre el que se asientan los sedimentos eólicos y la APP y que reactivaciones posteriores la exhumaron a su posición actual. Se estima en unos 350 metros el espesor promedio removido durante el Pleistoceno medio, obteniendo una tasa de erosión de ca. 0,44 mm/a, valor considerado alto para un sector extrandino de bajo relieve pero coherente con las observaciones de Pepin *et al.* (2013) en el sector del río de las Tunas para el mismo período.

Estos datos y tasas estimadas confirman la hipótesis de García y Casa (2015) en el sentido del potencial sismogénico de la falla Ventana, responsable de la estructuración de las Huayquerías del Este. La relativa baja sismicidad de la región podría estar más relacionada con largos intervalos de recurrencia que a inactividad de las fuentes. La tasa de levantamiento para el Pleistoceno medio-Holoceno calculada en este estudio permite reevaluar las estimaciones de sismicidad potencial relacionada con la falla Ventana publicadas por García y Casa (2015) incrementando su peligrosidad.

Referencias

- Cristallini, E.O., Boggetti, D., Regazzoni, C., Anzulovich, L., Cerdán, J., Ayala, M., Scolari, J.C. y Leiró F., 2000. Cuenca Cuyana. Interpretación estructural regional. Repsol-YPF, CONICET, Universidad de Buenos Aires (informe inédito), Buenos Aires.
- Dellapé, D., Hegedus, A., 1995. Structural inversion and oil occurrence in the Cuyo basin of Argentina. En: A.J. Tankard, R. Suárez, y H.J. Welsink (eds.) Petroleum basins of South America: AAPG Memoir 62: 393-367.
- García, V.H., Casa, A. 2015. Quaternary tectonics and potential seismic hazard of the Andean retrowedge between 33°-34°S. In: Sepúlveda, S., Giambiagi, L., Moreiras, S.S., Pinto, L., Tunik, M., Hoke, G., Farías, M. (eds.): Geodynamic Processes in the Andes of Central Chile and Argentina, Geological Society of London Special Publication 399: 311-328. DOI:10.1144/SP399.11.
- García, V.H., Cristallini, E.O., Cortés, J.M., Rodríguez, M.C. 2005. Structure and neotectonics of Jaboncillo and del Peral anticlines. New evidences of Pleistocene to Holocene deformation in the Andean piedmont. 6th International Symposium of Andean Geodynamics, Extended Abstracts: 301-304. Barcelona.
- Giambiagi, L., Tassara, A., Mescua, J., Tunik, M., Alvarez, P., Godoy, E., Hoke, G., Pinto, L., Spagnotto, S., Porras, H., Tapia, F., Jara, P., Bechis, F., Garcia, V., Suriano, J., Pagano, S., 2015. Evolution of shallow and deep structures along the Maipo-Tunuyán transect (33°40'S): from the Pacific coast to the Andean foreland. In: Sepúlveda, S., Giambiagi, L., Moreiras, S.M., Pinto, L., Tunik, M., Hoke, G., Farías, M. (eds.): Geodynamic Processes in the Andes of Central Chile and Argentina, Geological Society of London Special Publication 399: 63-82. DOI:10.1144/SP399.14.
- Lara, L., Wall, R., Stockli, D. 2008. La Ignimbrita Pudahuel (Asociación Piroclástica Pumícea) y la caldera Diamante (35°S): Nuevas edades U-Th-He. 17° Congreso Geológico Argentino. Actas CD: 1365, San Salvador de Jujuy.
- Marshall, L.G., Drake, R.E., Crtiss, G.H. 1986. ⁴⁰K-⁴⁰Ar calibration of Late Miocene-Pliocene Mammal-bearing Huayquerías and Tunuyán Formations, Mendoza province, Argentina. Journal of Paleontology 60(2): 448-457.
- Pepin, E., Carretier, S., Hérail, G., Regard, V., Charrier, R., Farías, M., García, V., Giambiagi, L. 2013. Pleistocene landscape entrenchment: A geomorphological mountain to foreland field case (the Las Tunas system, Argentina). Basin Research 25(6): 613-637, DOI: 10.1111/bre.12019.
- Polanski, J. 1963. Estratigrafía, Neotectónica y Geomorfología del Pleistoceno Pedemontano entre los ríos Diamante y Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina 17(3-4): 127-349.
- Stern, C.R., Amini, H., Charrier, R., Godoy, E., Hervé, F., Varela, J. 1984. Petrochemistry and age of rhyolitic pyroclastic flows which occur along the drainage valleys of the río Maipo and río Cachapoal (Chile) and the río Yaucha and río Papagayos (Argentina). Revista Geológica de Chile 23: 39-52.
- Yrigoyen, M.R. 1993. Los depósitos sinorogénicos Terciarios. En: V.A. Ramos (ed.) Geología y Recursos Naturales de Mendoza. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio I(11): 123-148, Mendoza.
- Yrigoyen, M.R. 1994. Revisión estratigráfica del Neógeno de las Huayquerías de Mendoza Septentrional, Argentina. Ameghiniana 31(2): 125-138.

ANÁLISIS DEL CAMPO DE ESFUERZOS HORIZONTAL PARA LA FORMACIÓN VACA MUERTA

Cecilia G. Guzmán^{1,2}, Ernesto O. Cristallini^{1,2}

¹ Instituto de Estudios Andinos Don Pablo Groeber (IDEAN), Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET). ceciliagguzman@hotmail.com

² Laboratorio de Modelado Geológico (LaMoGe), Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA. Ciudad Universitaria, Pabellón 2 (C1428EHA) Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina.

El objetivo principal de este trabajo es analizar las variaciones en el campo de esfuerzo horizontal para la Formación Vaca Muerta a lo largo de la Cuenca Neuquina a partir de datos de *breakout* de pozos.

Para obtener la dirección del esfuerzo horizontal de la Formación Vaca Muerta, se aislaron los tramos de *breakout* para dicha formación utilizando resultados obtenidos en trabajos anteriores (Guzmán 2007 y Guzmán *et al.* 2007), en conjunto con los datos de los pases formacionales. De este análisis se obtuvieron 30 pozos donde se lograron identificar tramos de *breakout* dentro de la Formación Vaca Muerta. Se calculó la dirección media del esfuerzo horizontal máximo para cada pozo seleccionado.

En la figura 1 se grafican las direcciones del esfuerzo horizontal máximo obtenidas para la Formación Vaca Muerta. Al analizarlas se observa que el campo de esfuerzos horizontal para dicha formación no es homogéneo sino que presenta rotaciones importantes. Las direcciones del esfuerzo horizontal máximo varían desde SO, pasando por E-O hasta NO, en donde la mayor diversificación se localiza hacia el este de la cuenca Neuquina.

El campo de esfuerzos actual a lo largo de la cuenca Neuquina se considera controlado, en general, por la fuerza que ejerce la placa de Nazca al subducirse por debajo de la placa sudamericana (Az 080°) (Guzmán *et al.* 2009). Otros estudios proponen a la topografía como controladora de la dirección del campo de esfuerzos a lo largo de la cuenca Neuquina (Reinecker *et al.* 2010). Teniendo esto en cuenta, se esperarían direcciones de esfuerzos horizontales máximos cercanas al Az 080°. Sin embargo, en la Formación Vaca Muerta se detectaron direcciones que no pueden explicarse como respuesta a la fuerza de subducción ni a las fuerzas topográficas.

Ante la incertidumbre presentada sobre las rotaciones encontradas, se graficaron junto con las direcciones del esfuerzo horizontal máximo los hemigrábenes del basamento propuestos por diferentes autores (Cristallini *et al.* 2006, Bechis *et al.* 2014) y las zonas de transferencia asociadas. Cristallini *et al.*

(2006) mostraron que las fallas principales de los hemigrábenes Triásico-Jurásico del noreste de la cuenca Neuquina tienen un rumbo NO y que las zonas de transferencia del synrift Triásico-Jurásico poseen una orientación NE. Estas direcciones se mantienen a lo largo de la cuenca, como muestran Bechis *et al.* 2014.

En el mapa de la figura 1 puede observarse con claridad que las direcciones del esfuerzo horizontal para la Formación Vaca Muerta están fuertemente controladas por las estructuras de basamento mencionadas. Si bien las fuerzas actuantes son las de subducción y las topográficas, algunas de las direcciones de los esfuerzos rotan significativamente ante la presencia de este tipo de estructuras. Estos resultados son de gran importancia para la industria ya que dan cuenta de las posibles vías de migración de los hidrocarburos expulsados por esta roca madre. Asimismo es de gran ayuda a la hora de planificar una recuperación secundaria en estas zonas.

Referencias

- Bechis, F., Cristallini, E.O., Giambiagi, L.B., Yagupsky, D.L., Guzmán, C.G., García, V.H. 2014. Trans-tensional tectonics induced by oblique reactivation of previous lithospheric anisotropies during the Late Triassic to Early Jurassic rifting in the Neuquén basin: Insights from analog models. *Journal of Geodynamics* 79: 1-17.
- Cristallini, E.O., Bottesi, G., Gavarrino, A., Rodríguez, L., Tomezzoli, R.N. y Cómeron, R. 2006. Synrift geometry of the Neuquen Basin in northeastern Neuquen Province, Argentina. En: Kay, S.M.; Ramos, V.A. (eds.). *Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén basin (36-39°S lat)*, Geological Society of America, Special Paper 407: 147-161.
- Guzmán, C.G. 2007. Estudio de la deformación andina entre los 32° y los 39° latitud sur mediante el análisis de breakout de pozos. Tesis doctoral, (inédito), Universidad de Buenos Aires, Argentina, Departamento de Ciencias Geológicas: 241 p.
- Guzmán, C.G. y Cristallini, E.O. 2009. Contemporary stress orientations from borehole breakout analysis in the southernmost flat-slab boundary Andean retroarc (32°44' and 33°40'S). *Journal of Geophysical Research*, 114(B2): B02406, doi: 10.1029/2007JB005505.
- Guzmán, C.G., Cristallini, E.O. y Bottesi, G.L., 2007. Contemporary stress orientations in the Andean retroarc between 34° and 39° from borehole breakouts. *Tectonics* 26: TC3016, doi:10.1029/2006TC001958.
- Reinecker, J., Tingay, M., Müller B., Heidbach, O., 2010. Present-day stress orientation in the Molasse Basin. *Tectonophysics*, 482: 129-138.

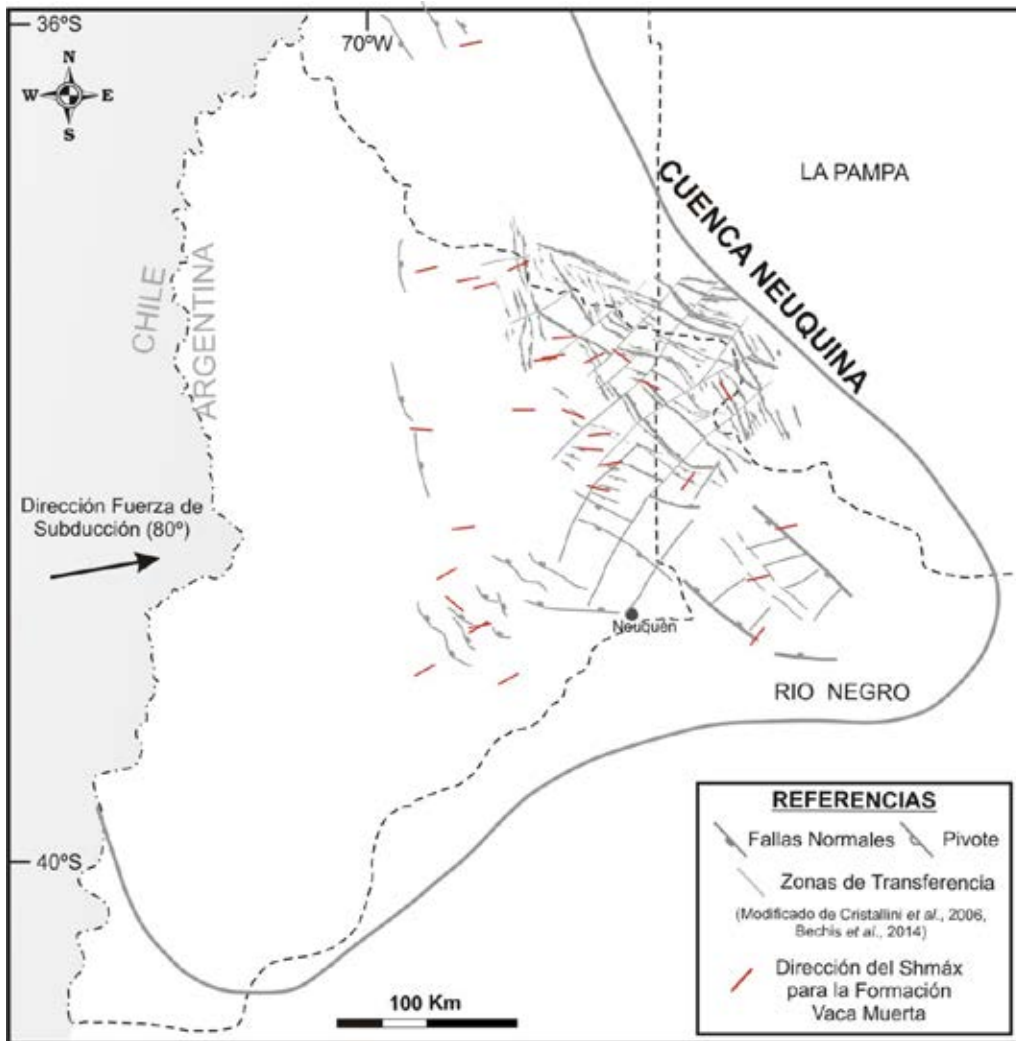


Figura 1. Mapa de las direcciones de los esfuerzos horizontales máximos (Shmáx) calculados para la Formación Vaca Muerta graficados en conjunto con los hemigrabenes del Triásico superior - Jurásico Inferior.

TECTÓNICA DEL SISTEMA DE FALLAS LIQUIÑE-OFQUI EN LA CUENCA DEL LAGO MAIHUE (40°16' S 72° W), ANDES DEL SUR, CHILE

Pedro Guzmán-Marín¹, Andrés Tassara¹, Roberto Urrutia²

¹ Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Químicas, universidad de Concepción, Casilla 160-C, Concepción, Chile. E-mail: pedrasca@gmail.com, pguzman@udec.cl

² Centro EULA, Universidad de Concepción

La evolución morfotectónica cuaternaria de la vertiente occidental de los Andes Norpatagónicos está determinada por el volcanismo del segmento meridional de la Zona Volcánica Sur (33-46°S); la presencia del Sistema de Fallas Liquiñe-Ofqui (SFLO, 38-47°S), de rumbo NNE-SSO y cinemática dextral, que ejerce el principal control estructural de la zona de intra-arco (Lavenu y Cembrano 1999; Cembrano y Lara 2009); y por las extensas glaciaciones que han afectado el área, las que han propiciado una mayor denudación del terreno durante dicho período (Thomson 2002).

La relación del SFLO con fallas oblicuas al margen continental, que podrían ser anteriores a éste, no está bien establecida. Algunos ejemplos de estas estructuras oblicuas al orógeno son la cadena volcánica Villarrica-Quetrupillán-Lanín (39°26'S), y el Complejo Volcánico Puyehue-Cordón Caulle (40°34'S). Entre estos dos sistemas volcánicos resalta la presencia del Complejo Volcánico Mocho-Choshuenco (39°56'S), ubicado en el cruce estructural entre lineamientos geomorfológicos de rumbo N-S con otros oblicuos de rumbo NO-SE. Hacia el sur, en la cuenca del Lago Maihue (40°16'S 72°W), lineamientos de rumbo NO-SE a ONO-ESE tienen una clara impronta geomorfológica en los valles de los ríos Rupumeica, Hueinahue y Caicayén, afluentes de la cuenca. La intersección de estos valles con otros controlados por la estructura del SFLO ocurre precisamente en el Lago Maihue. Directamente al sur de este lago destaca la presencia de la Falla Futrono, en cuya intersección con el SFLO Lara *et al.* (2006) reportan la ocurrencia de volcanismo monogenético Holoceno del Grupo Volcánico Carrán-Los Venados (GVCLV), el que presenta un rango composicional poco diferenciado, de basaltos a andesitas basálticas.

Este trabajo tiene como objetivo general contribuir con nuevos antecedentes de terreno realizando un mapeo estructural a lo largo del lineamiento geomorfológico del Lago Maihue-Río Rupumeica. Esta es un área poco explorada, con una espesa cobertura vegetal y una pluviosidad anual media de 3.000 mm. Se busca caracterizar la cinemática a escala local del SFLO y de las estructuras oblicuas al margen continental, determinar qué rol cumplen en la partición de

la deformación del segmento norte de los Andes Norpatagónicos e identificar rasgos geomorfológicos relevantes, asociados a las zonas de falla.

En el área de estudio se identificaron diferentes trazas de falla asociadas al SFLO (Figura 1). En el sector occidental se reconoce la traza principal del SFLO, de rumbo N25-30°E, la cual atraviesa longitudinalmente al Lago Maihue. Ésta secciona y desplaza con movimiento dextral la costa norte del lago, donde se reconoce la Zona de Falla Maqueo, la cual está inscrita en los valles post-glaciales de los ríos Fiuko y Maqueo, los que exhiben abundantes evidencias de cizalla dextral. El lecho del Río Maqueo está constituido una cataclasita de 10 m de espesor, donde se aprecia una sucesión de eventos dextrales. En la costa sur del Lago Maihue, la traza principal del SFLO (Zona de Falla Los Guindos) exhibe actividad neotectónica como una falla dextral de orientación N22°E. Ésta afecta a unas tillitas cuaternarias que infrayacen lavas subglaciales en la base del Volcán Los Guindos (GVCLV). Al este del área de estudio se reconoce un sistema anastomosado de fallas (rumbo NNO-SSE a NNE-SSO), donde alternan fallas inversas, que elevan el talweg del río Rupumeica y dextrales, que disectan el relieve glacial del Pleistoceno.

Se realizó un análisis cinemático, mediante FaultKin, de las superficies estriadas medidas en planos de fallas frágiles de escala mesoscópica, que afectan al Batolito Patagónico (de edad miocena en el área de estudio) y a rocas sedimentarias cuaternarias en la base Volcán Los Guindos. Los resultados son consistentes con lo propuesto para la SFLO a otras latitudes, con un eje de máximo acortamiento de tendencia NE-SO a E-O. Mientras que el eje de máxima elongación se orienta en dirección NO-SE. En el área de estudio, la partición de la deformación es disipada principalmente por estructuras paralelas al margen continental (rumbo NNE-SSO). En tanto, la cinemática de las estructuras oblicuas al margen continental (rumbo NO-SE a ONO-ESE) no es clara dada los escasos indicadores de movimiento recolectados. Éstas últimas presentan principalmente movimientos verticales. En el sector occidental la deformación está controlada por la traza principal del SFLO, además de fallas secundarias asociadas a este sistema de fallas, correspondiendo a un régimen transpresivo dominado por cizalla simple. Las evidencias de actividad neotectónica en la Zona de Falla Los Guindos, corresponden al reporte geológico de transcurrancia dextral de edad tentativa más reciente, para el SFLO al N de los 44°S. En el sector oriental del área de estudio la actividad "simultánea", durante el Holoceno, de fallas dextrales e inversas, subparalelas al orógeno, evidencian una acomodación neotectónica de la deformación en un sistema transpresivo dominado por cizalla puro. Los antecedentes de campo inéditos, presentados por este trabajo, permiten establecer que esta zona de deformación pertenece a un corredor oriental del Sis-

tema de Fallas Liquiñe-Ofqui, el cual ha sido descrito más al norte como Falla Reigolil-Pirehueico (Lara y Moreno 2004), mientras que hacia el sur se puede correlacionar con un corredor oriental del SFLO descrito al este del Lago Todos Los Santos (41°7'S 72°3'W) por Adriasola y Stöckhert (2008).

Al sur de la Falla Futrono y del GVCLV, el SFLO ha sido descrito como un sistema transpresivo dextral de rumbo N10°E (Lara *et al.* 2006). Los datos de terreno expuestos (obtenidos más al norte de dicha falla), indican que la traza principal del SFLO (con mayor evidencia de actividad cuaternaria) se curva hacia el NE al cruzar a la Falla Futrono, lo que podría generar un dúplex extensional en una zona de transferencia de fallas tipo *releasing bend*, donde se inscribe el GVCLV y el Lago Maihue, cuya sección oriental se encuentra limitada por fallas. Una batimetría realizada al lago, reveló que la profundidad máxima del sector oriental (-245 m), donde es cruzado por la traza principal del SFLO, es 3 veces mayor que la del sector occidental (-80 m). (Fig 1)

Investigación financiada por los proyectos FONDECYT 1120807 y 1101034.

Referencias

Adriasola, A. y Stöckhert, B. 2008. Cooling histories and deformation of plutonic rocks along the Liquiñe-Ofqui Fault Zone, Southern Chile (41°-42°15'S). *Revista Geológica de Chile* 35(1): 39-61.

Cembrano, J. y Lara, L. 2009. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review. *Tectonophysics* 471: 96-113.

Lavenu, A., y Cembrano, J. 1999. Compressional-and transpressional-stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in fore arc and intra-arc zones (Andes of Central and Southern Chile). *Journal of Structural Geology* 21(12): 1669-1691.

Lara, L. y Moreno, H. 2004. Geología del área Liquiñe-Neltume, Regiones de la Araucanía y de Los Lagos. SERNAGEOMIN, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, No. 83. 25 p., 1 mapa escala 1:100.000.

Lara, L., Lavenu, A.; Cembrano, J. y Rodríguez, C. 2006. Structural controls of volcanism in transversal chains: resheared faults and neotectonics in the Cordón Caulle-Puyehue area (40.5°S), Southern Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 158: 70-86.

Thomson, S. 2002. Late Cenozoic geomorphic and tectonic evolution of the Patagonian Andes between latitudes 42° and 46°S: An appraisal based on fission track results from the transpressional intra-arc Liquiñe-Ofqui fault zone. *Geological Society of America Bulletin* 114(9): 1159-1173.

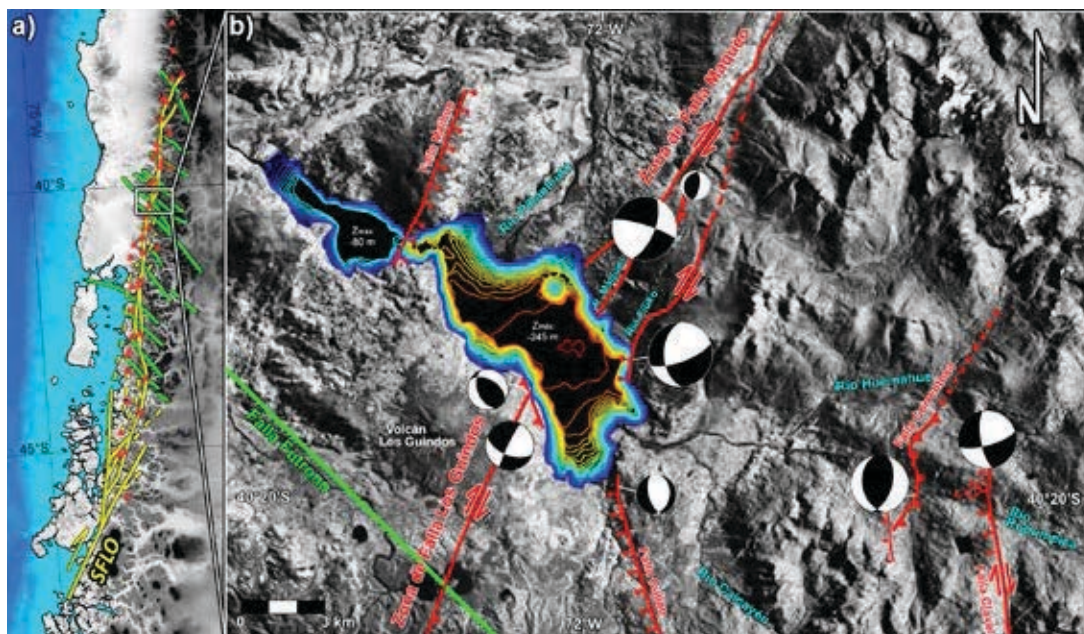


Figura 1. a) Ubicación del área de estudio. b) Mapa de fallas junto al Lago Maihue y batimetría de éste. Tamaño de mecanismos focales guarda relación con cantidad de datos adquiridos en terreno.

DEFORMACIÓN CUATERNARIA EN EL NOROESTE ARGENTINO

Fernando Hongn¹, Víctor García², Rodolfo Amengual³, Analía Casa⁴

¹ IBIGEO (Conicet-UNSa). 9 de Julio N°14, Rosario de Lerma (4405), Salta. fhongn@conicet.gov.ar

² Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología, Universidad Nacional de Río Negro

³ Universidad Nacional de Salta, Facultad de Ciencias Naturales

⁴ SEGEMAR. IGRM. Buenos Aires

El noroeste de Argentina forma parte de los Andes Centrales y registra sus etapas reciente y actual de evolución tectónica. Resultado de esta neoevolución andina ocurren procesos internos y externos documentados en la geología que de forma general se denomina el Cuaternario. Una de las expresiones más notables de estos procesos está representada por la deformación que se reconoce a través de fallas y pliegues que afectan a los niveles cuaternarios (neotectónica). El análisis neotectónico por un lado permite ajustar las características principales (tiempo, cinemática, entre otros) de las últimas etapas de evolución andina, y por el otro es una herramienta de valor para caracterizar el riesgo sísmico. El sismo del 27 de febrero de 2010 en el Valle de Lerma (M6.1) ha sido el último evento que causó pérdidas de vidas humanas (dos muertes) después de un período de 25 años sin lamentar víctimas asociadas a terremotos en Argentina (desde el ocurrido en Mendoza, año 1985). Los registros históricos e instrumentales que cubren una ventana temporal de aproximadamente 400 años determinan que la peligrosidad sísmica del noroeste argentino es moderada a elevada, esta última abarca la región que concentra la mayor densidad poblacional de las provincias de Jujuy y Salta.

El terremoto de Salta, además de generar alerta puso en evidencia el escaso conocimiento sistemático de la deformación cuaternaria en la región. Los antecedentes muestran dos líneas de trabajo bien diferenciadas, por un lado las que abordan el análisis de las estructuras más modernas para comprender la evolución andina reciente (Vergani y Starck 1989, Murrett *et al.* 1994, Carrera y Muñoz 2013, Santimano y Riller 2012, entre otros) y otros que lo hacen para mejorar la caracterización neotectónica (Gallardo 1988; Salfity *et al.* 2004; Salfity y Sastre 2009; Yamín *et al.* 2011, entre otros) ambas brindan resultados de interés pero aún son claramente insuficientes. Impulsados por esta realidad, nuestro grupo de trabajo intensificó estudios en curso e inició nuevos proyectos para abordar el estudio de la deformación cuaternaria. En tal sentido, se definieron dos objetivos principales: a) Inventario de estructuras cuaternarias para actualizar observaciones propias y de otros autores, y determi-

nar zonas de mayor interés; y b) investigaciones de mayor detalle en nuevas áreas o en las que se habían llevado a cabo o existían investigaciones previas. Para el primer objetivo se aportó al proyecto SIG Deformaciones Cuaternarias de la República Argentina conducido por el Grupo de Neotectónica del SEGEMAR (Casa *et al.* 2014), incluyéndose un significativo número de nuevas estructuras (Hongn *et al.* 2014) en relación a los primeros resultados aportados por una primera versión del SIG (Casa *et al.* 2011) que actualizaba compilaciones anteriores de estructuras (Costa *et al.* 2000). Para el segundo, se profundizaron estudios originales en algunas áreas como en las Lomas de Medeiros (García *et al.* 2013a) y se iniciaron otros detallados como en las Lomas de Carabajal (García *et al.* 2013b, García *et al.* 2014) o en el Parque Nacional Los Cardones (Figueroa Villegas 2015).

Los resultados de los trabajos en curso, si bien preliminares, son suficientes para anticipar algunas conclusiones, entre las que se mencionan: 1) La deformación cuaternaria en la región es sensiblemente más intensa que la supuesta. La revisión de áreas en las que se había detectado deformación cuaternaria a través del inventario, muestra que existen numerosas estructuras que no fueron identificadas y que requieren del análisis detallado para caracterizarlas. El estudio llevado a cabo por Figueroa Villegas (2015) en el Parque Nacional Los Cardones encontró que los niveles cuaternarios no sólo están fallados y plegados sino también registran estructuras internas como discordancias progresivas; 2) Las fallas cuaternarias se producen por diferentes mecanismos, el principal es la reactivación de heterogeneidades, ya por nuevos movimientos sobre fallas originadas durante el acortamiento neógeno o por mecanismos de plegamiento que implican deslizamiento interestratal. También se detectan nuevas fallas menores originadas durante la deformación cuaternaria; 3) Numerosos pliegues de la cobertura cuaternaria están relacionados a la actividad de fallas ciegas; 4) Las escasas dataciones llevadas a cabo evidencian en algunos casos deformaciones del Pleistoceno Superior-Holoceno (García *et al.* 2013b); y 5) Hay estructuras con escarpas bien preservadas que sugieren su vinculación con megasismos.

Los resultados son alentadores pero aún muy preliminares para alcanzar los objetivos trazados, en particular el relacionado con los aportes a la caracterización de la peligrosidad sísmica. Las investigaciones en curso están dirigidas a profundizar el conocimiento de la deformación cuaternaria (edades, mecanismos, cinemática) para determinar las estructuras con mayor potencial sismogénico, entre ellas las áreas de las lomas de Carabajal (García *et al.* 2014) y la sierra de la Candelaria (Wayne 2011, Barcelona *et al.* 2014). La investigación paleosismológica de estas estructuras intentará determinar características del ciclo sísmico, principalmente intervalos de recurrencia y paleomagnitudes.

Referencias

- Barcelona, H., Peri, G., Tobal, J., Sagripanti, L., Favetto, A. 2014. Tectonic activity revealed by morphostructural analysis: Development of the Sierra de la Candelaria range, northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 56: 376-395.
- Carrera, N. y Muñoz, J. 2013. Thick-skinned tectonic style resulting from the inversion of previous structures in the southern Cordillera Oriental (NW Argentine Andes). Geological Society, London, Special Publication 377: 77-100.
- Casa, A., Yamin, M., Wright, E., Costa, C., Coppolecchia, M. y Cegarra, M. 2011. Deformaciones cuaternarias de la República Argentina. Sistema de Información Geográfica. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino, Publicación N°171, v.1.0 en formato DVD.
- Casa, A., Yamin, M., Wright, E., Costa, C., Coppolecchia, M., Cegarra, M., Hongn, F. (eds.) 2014. Deformaciones Cuaternarias de la República Argentina, Sistema de Información Geográfica. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino, V 2.0 en formato DVD.
- Costa, C., Machette, M., Dart, R., Bastías, H., Paredes, J., Perucca, L., Tello, G. y Haller, K. 2000. Map and Database of Quaternary Faults and Folds in Argentina. U.S. Geological Survey Open-File Report 00-0108.
- Gallardo, E. F. 1988. Geología del Cuaternario en la confluencia de los ríos Calchaquí y Santa María (Salta). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 43(4): 435-444.
- García, V., Hongn, F. y Cristallini, E. 2013a. Late Miocene to recent morphotectonic evolution and potential seismic hazard of the northern Lerma valley: Clues from Lomas de Medeiros Cordillera Oriental, NW Argentina. *Tectonophysics* 608: 1238-1253.
- García, V.H., Robinson, R., Hongn, F., Cristallini, E., Yagupsky, D., Winocur, D. y Vera, D. 2013b. Late Quaternary uplift rate of Lomas de Carabajal, Lerma valley, Cordillera Oriental, NW Argentina. Insights from structural analysis and OSL dating. 4th International INQUA Meeting on Paleoseismology, Active Tectonics and Archeoseismology, Aachen (Alemania).
- García, V., Robinson, R., Hongn, F., Cristallini, E., Vera, D., Yagupsky, D., Winocur, D. 2014. Tectónica transpresiva durante el Cuaternario tardío en las Lomas de Carabajal, Valle de Lerma, Cordillera Oriental. 19º Congreso Geológico Argentino, Actas CD, S22-23, Córdoba.
- Figueroa Villegas, S. 2015. Neotectónica del borde noroeste del Parque Nacional Los Cardones y zonas aledañas (Salta). Universidad Nacional de Salta, Tesis Profesional 106 p. (Inédito)
- Hongn, F., Amengual, R., García, V., Yamin, M., Casa, A. 2014. Neotectónica del Valle Calchaquí, Salta. 19º Congreso Geológico Argentino, Actas CD, T6-10, Córdoba.
- Marrett R.A., Allmendiger R.W., Alonso R.N. y Drake R.E. 1994. Late Cenozoic tectonic evolution of the Puna plateau and adjacent foreland, northwestern Argentine Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 7: 179-208.
- Salfity J. A. y Sastre J. E. 2009. La cuenca cuaternaria endorreica de Cachipampa, Calchaquenia, salta. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65(3): 457- 467.
- Salfity J. A. Gallardo E.F., Sastre J.E y Esteban J. 2004. El lago cuaternario de Angastaco, Valle Calchaquí, Salta. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59(2): 312-316.
- Santimano, T. y Riller, U. 2012. Kinematics of Tertiary to Quaternary intracontinental deformation of upper crust in the Eastern Cordillera, southern Central Andes, NW Argentina. *Tectonics*. VOL. 31, TC4002
- Vergani G. y Starck D., 1989. Aspectos estructurales del Valle de Lerma al sur de la ciudad de Salta. *Boletín Informaciones Petroleras* 20:2-9. Buenos Aires.
- Wayne, W. 2011. Mass wasting as a geological hazard in the Province of Salta, Argentina. In Salfity, J. y Marquillas, R. (eds): *Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina*, SCS Publishers, 437-453.
- Yamin, M., Coppolecchia, M., Casa, A. y Cegarra, M. 2011. Deformación Cuaternaria del sector norte del valle Calchaquí, entre las localidades de Payogasta y Seclantás, provincia de Salta. XVIII Congreso Geológico Argentino (Neuquén). Actas CD, S12.

llamiento como un mecanismo flexodeslizante conjugado por acomodación de pliegues, debido a que se han reconocido trazas oblicuas y planos de falla que cortan la estratificación.

En base a los datos obtenidos, se midió el rechazo total entre los cinco trazos del sistema de Fallas La Laja entre 29,6 hasta 55,5 metros. Por su parte, el acortamiento total varía entre 19,6 y 43,3 metros. Las estructuras que parecen ser más importantes en la deformación de la superficie Q_2 son las ubicadas en los extremos oeste y este respectivamente, (LL1 y LL4), y concentran aproximadamente un 70% de la deformación total del sistema.

Utilizando la edad propuesta por Rockwell *et al.* (2014) en base a radionúclidos cosmogénicos, de 35 Ka, en conjunto con deslizamientos mínimos y máximos establecidos para cada uno de los trazos del SFLL, se ha estimado una tasa de deslizamiento anual (*slip rate*) de entre 0,76 y 1,57 mm/año.

Estos datos son mayores que los obtenidos por Ragona (2007), y Rockwell *et al.* (2014), quienes obtuvieron valores de *slip rate* de 0,6 a 1,2 mm/año para el primer autor y 1,1 mm/año para el segundo.

Referencias:

Castellanos, A. 1945. Cuatro Lecciones sobre terremotos. Parte B: El terremoto de San Juan. Asociación Cultural de Conferencias de Rosario, Publicación 6: 77-243. Rosario.

Groeber, P. 1944. Movimientos tectónicos contemporáneos y un nuevo tipo de dislocaciones: Notas del Museo de La Plata, 9(33): 363-375. La Plata.

Harrington, H. 1944. El sismo de San Juan del 15 de Enero de 1944. Corporación para la promoción del intercambio S. A., 79 p. Buenos Aires.

Instituto Nacional de Prevención Sísmica (INPRES), 1982. Microzonificación sísmica del Valle de Tulum,

Provincia de San Juan. Resumen ejecutivo, 120 p. San Juan.

Krugh, W. y Meigs, A. 2001. Secondary deformation associated with active basement-involved folding; Late Quaternary flexural-slip faulting and kink-band migration, Sierra de Villicum, San Juan, Argentina. Geological Society of America, Abstracts with Programs 33: 393.

Meigs, A., Krugh, W., Schiffman, C., Vergés, J. y Ramos, V.A. 2006. Refolding of thin-skinned thrust sheets by active basement involved thrust faults in the eastern Precordillera of western Argentina. Revista Asociación Geológica Argentina 61: 589-603.

Ragona, D. 2007. Advanced methods and techniques in Paleoseismology. Ph.D. dissertation, University of California (inédito), 157 p. San Diego, USA.

Ramos, V. 1988. The tectonics of the Central Andes; 30° to 33°S latitude. In Clark, S. and Burchfiel, C. (Eds.), Processes in Continental Lithospheric Deformation. Geological Society of America Special Paper 218: 31-54.

Ramos, V. y Cortés, J. 1990. Time constraints of the Andean deformation along the Central Andes of Argentina and Chile (32°-33° S Latitude). International Symposium on Andean Geodynamics: 233-236.

Ramos, V. A., Cegarra, M. I., Lo Forte, G. y Comínguez, A. 1997. El frente orogénico de la sierra de Pedernal (San Juan, Argentina): su migración a través de los depósitos sinorogénicos. 8° Congreso Geológico Chileno, Actas 3: 1709-1713, Antofagasta.

Rockwell, T., Ragona, D., Meigs, A., Owen, L., Costa, C., y Ahumada, E. 2014. Inferring a Thrust-Related Earthquake History from Secondary Faulting: A Long Rupture Record of La Laja Fault, San Juan, Argentina. Bulletin of the Seismological Society of America 104(1): 269-284.

MECANISMOS FOCALES SUPERFICIALES DE TIPO NO DOBLE CUPLA ASOCIADOS AL ARCO VOLCÁNICO Y ZONA DE FALLA LIQUIÑE – OFQUI EN EL SEGMENTO DE INTRA-ARCO ANDINO 38°S - 46°S

David Mora¹, Andrés Tassara¹, Klaus Bataille¹ y José Palma¹

¹ Departamento Ciencias de La Tierra, Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de Concepción; Casilla 160-C, Barrio Universitario s/n, Concepción, Chile; dmora@udec.cl

El tensor momento sísmico no está limitado a ser doble cupla pura y puede ser descompuesto en tres componentes (Lay y Wallace 1995, Vavrycuk 2002): a) componente isotrópica (ISO) asociada a explosión o implosión, b) componente de doble cupla (DC) asociada a una mecánica de cizalla y c) componente de dipolo lineal compensado (CLVD) asociado a procesos que no consideran una doble cupla (ej.: dilatación). Los mecanismos focales (período 1976-2015; profundidad < 20 km y $M_w > 5$) obtenidos de la base de datos del proyecto Global Centroid Moment Tensor (Dziewonski *et al.* 1981, Ekström *et al.* 2012) para el segmento andino de intra-arco 33°S-46°S (Figura 1) y graficados según el tensor momento sísmico completo (Wessel *et al.* 2013), corresponden en varios casos a mecanismos focales del tipo “no doble cupla” (ej.: Lay y Wallace 1995). Este tipo de mecanismos focales podrían indicar: 1) una mecánica de cizalla compleja por la ocurrencia de dos o más sismos profundos en tiempos casi simultáneos y con orientaciones de cizalla distintas (Kuge y Kawakatsu 1990, Frohlich 1994), 2) eventos dilatacionales superficiales (< 20 km de profundidad) o apertura de fracturas de tensión generadas por una presión de fluidos (magmáticos y/o hidrotermales) mayor al esfuerzo principal mínimo σ_3 (Dreger *et al.* 2000, Frohlich 1994, Vavrycuk 2002), o 3) podrían ser un error sistemático en el modelo de cálculo de los mecanismos focales (ej.: se consideran solo zonas de fallas planas y no una zona de falla irregular con deformación compleja; no se consideran heterogeneidades o anisotropía del medio; los sismogramas utilizados contienen mucho ruido, etc.), especialmente cuando existe un bajo porcentaje (<20%) de la componente CLVD (Frohlich 1994). Otro factor a considerar es la baja cobertura de las estaciones sísmicas a escala regional del segmento andino estudiado, siendo conveniente efectuar estudios con una red de estaciones más densa que permita mejorar las soluciones las fuentes sísmicas.

Para una mejor comprensión de estos mecanismos focales (Figura 1) de tipo “no doble cupla” y utilizando el software MoPad (Krieger y Heimann 2012), se han calculado sus tres componentes ISO+DC+CLVD en porcentajes. En general se observa que los mecanismos focales de intra-arco entre los 33°S y 46°S no

presentan una componente ISO. El tramo estudiado, puede ser dividido en dos zonas. La “zona 1” (33°S - 38°S) tiene un contenido promedio de 84% DC y 16% CLVD, indicando que estos son eventos mayormente de “doble cupla” (DC) superficiales (< 20 km de profundidad) en un ambiente de cizalla frágil, consistentes con los mecanismos más probables para sismos de la corteza continental superior (Lay y Wallace 1995) y donde posiblemente la componente CLVD (Figura 1) sea despreciable. Los mecanismos focales de la “zona 2” (intra-arco: 38°S - 46°S) evidencian un dominio de la actividad del arco volcánico respecto a la transcurrencia dextral de la Zona de Falla Liquiñe - Ofqui (ZFLO; ej.: Lavenu y Cembrano 1999, Cembrano y Lara 2009). Estos tienen un promedio de 52% DC y 48% CLVD y en la mayoría de los casos analizados la componente CLVD (Figura 1) es dominante. A diferencia de los mecanismos focales de la “zona 1” (mayormente DC en cizalla frágil), los mecanismos focales en la “zona 2” son del tipo “no doble cupla” y resultan de una combinación de eventos dilatacionales o fracturas tensionales (CLVD) con doble cupla en cizalla frágil, en regiones superficiales de la corteza continental del intra-arco andino (< 20 km de profundidad), siendo mayor el efecto por inyección de fluidos magmáticos y menor por mecanismos de cizalla, a través de las fallas corticales activas pre-existentes de la ZFLO.

Referencias

- Angermann, D., Klotz, J. y Reigber, Ch. 1999. Space-geodetic estimation of the Nazca–South America Euler vector. *Earth and Planetary Science Letters* 171(3): 329-334.
- Cembrano, J. y Lara, L. 2009. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review. *Tectonophysics* 471: 96-113.
- Dreger, D., TkaKit, H. y Johnston, M. 2000. Dilational Processes Accompanying Earthquakes in the Long Valley Caldera. *Science* 288: 122-125.
- Dziewonski, A., Chou, T. y Woodhouse, J. 1981. Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity. *Journal of Geophysical Research* 86: 2825-2852, doi:10.1029/JB086iB04p02825.
- Ekström, G., Nettles, M. y Dziewonski, A. 2012. The global CMT project 2004-2010: Centroid-moment tensors for 13.017 earthquakes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 200-201: 1-9, doi:10.1016/j.pepi.2012.04.002.
- Frohlich, C. 1994. Earthquakes with non-double-couple mechanisms. *Science* 264: 804-809.
- Krieger, L. y Heimann, S. 2012. MoPaD - Moment Tensor Plotting and Decomposition: A Tool for Graphical and Numerical Analysis of Seismic Moment Tensors. *Seismological Research Letters* 83(3): 589-595.

- Kuge, K. y Kawakatsu, H. 1990. Analysis of a deep non double couple earthquake using very broadband data. *Geophysical Research Letters* 17(3): 227-230.
- Larson, K., Freymueller, J. y Philippsen, S. 1997. Global plate velocities from the Global Positioning System. *Journal of Geophysical Research* 102(B5): 9961-9981.
- Lay, Th. y Wallace, T. 1995. *Modern Global Seismology*, Academic Press (ed.) 58, 521 p. California.
- Lavenu, A. y Cembrano, J. 1999. Compressional and transpressional stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in fore arc and intra-arc zones (Andes of Central and Southern Chile). *Journal of Structural Geology* 21: 1669-1691.
- Vavrycuk, V. 2002. Non-double-couple earthquakes of 1997 January in West Bohemia, Czech Republic: evidence of tensile faulting. *Geophys. J. Int.* 149: 364-373.
- Wessel, P., Smith, W., Scharroo, R., Luis, J. y Wobbe, F. 2013. Generic Mapping Tools: Improved version released, *EOS*. 94, 45: 409-410.

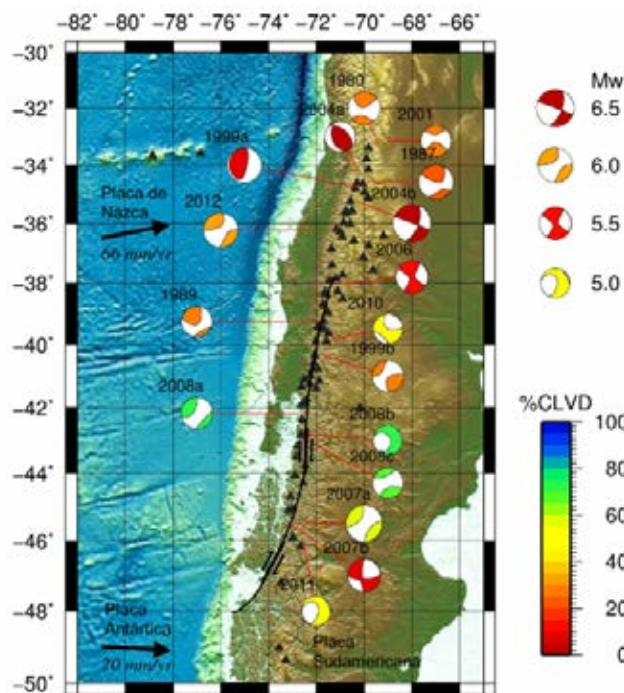


Figura 1: Mecanismos Focales (Dziewonski *et al.* 1981, Ekström *et al.* 2012; período 1976-2015; profundidad < 20 km y $M_w > 5$) en el segmento de intra-arco andino 33°S-46°S, representando el tensor momento sísmico completo. Los colores indican el porcentaje de la componente dipolo lineal compensado (% CLVD). Cada evento se muestra por su año de ocurrencia. Los mecanismos focales “no doble cupla” son dominantes en el tramo 38°S-46°S, resultantes de una combinación de cizalla frágil con eventos dilatacionales o fracturas tensionales (52% DC + 48% CLVD). Vector de velocidad de convergencia entre las placas Nazca-Sudamericana (Argenman *et al.* 1999) y Antártica-Sudamericana (Larson *et al.* 1997); la línea negra indica la traza principal aproximada de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (Lavenu y Cembrano 1999, Cembrano y Lara 2009).

GEOMORFOLOGÍA TECTÓNICA EN EL CAÑADÓN MATASIETE, SIERRA DE SAN BERNARDO (CHUBUT)

Mariela S. Ocampo¹, José Matildo Paredes¹,
Nicolás Foix^{1,2}, José O. Allard¹

¹ Departamento de Geología, FCN – UNPSJB. Ruta Provincial N°1 s/n, Km 4. (9005) Comodoro Rivadavia, Chubut. Argentina. E-mail: smocampo@unpata.edu.ar

² CONICET

El área de estudio se encuentra ubicada en el cañadón Matasiete (Figura 1a), al norte del Lago Musters y a 70 km al norte de la localidad de Sarmiento, Chubut. Esta región se encuentra comprendida en el ámbito de la faja plegada de San Bernardo, que se extiende por gran parte de las provincias de Chubut y norte de Santa Cruz. La orientación general de sus estructuras es N-S y exhuma mayormente rocas sedimentarias continentales cretácicas del Grupo Chubut. El cañadón Matasiete (CM) es un valle tectónico que se desarrolla paralelamente al eje de un anticlinal asimétrico doblemente buzante de rumbo NNO-SSE a N-S. Esta estructura originada por inversión tectónica positiva posee su flanco abrupto al O y su flanco tendido hacia el E. El anticlinal se vincula a una falla normal invertida, exponiendo las formaciones cretácicas Pozo D-129, Matasiete, Castillo y Bajo Barreal. Hasta el sector conocido como La Angostura, se observa el plegamiento de las formaciones mencionadas, pero hacia el S la falla pone en contacto la Fm. Bajo Barreal con la Formación Matasiete buzante hacia el SE; es decir que hacia el *tip*, la falla del cañadón Matasiete (FCM) corta el anticlinal y eleva la sierra del Castillo (Paredes 2009). Al E de esta expresión topográfica se desarrolla un sinclinal y un anticlinal asimétrico que conforma la Península Baya (APB).

En el área de trabajo se reconocieron geoformas asociadas a procesos depositacionales y erosivos, entre las que se destacan: abanicos aluviales, fondos de valle, terrazas estructurales, deslizamientos de basaltos, *flatirons* desarrollados en rocas del Grupo Chubut y pedimentos. La cuenca de drenaje del cañadón Matasiete y su extensión hacia el sur presenta una longitud máxima de 23 km y 5 km de ancho máximo, alcanzando un área total de 60 km²; su mayor desarrollo es paralelo al eje del anticlinal del cañadón Matasiete. Las divisorias de agua muestran control litológico y estructural; las del sector oeste se encuentran controladas por crestas basálticas correspondientes a deslizamientos hasta el sector de La Angostura. En el sector oriental las divisorias secundarias se corresponden con diques basálticos transversales a la estructura principal y estratos inclinados del flanco oriental del mismo pliegue. El ensanchamiento de la cuenca en su sector medio coincide con el dique mencionado y su estrechamiento al S, en el sector de La Angostura, coincide

con estratos más competentes de la Formación Castillo. La zona S de la cuenca presenta un nuevo ensanchamiento al S de La Angostura, desarrollado sobre el sinclinal paralelo al anticlinal mencionado. Desde la cabecera, el curso principal se mantiene paralelo al eje del anticlinal, transitando al O del flanco abrupto del pliegue, aproximadamente sobre la traza de la falla. Hacia el sur, el curso principal presenta dos deflexiones en dirección SO, para luego encauzarse de forma paralela al eje sinclinal desembocando finalmente en el Lago Musters. Actualmente el curso es intermitente, donde el escaso caudal aportado es por aguas subterráneas provenientes de acuíferos basálticos. El curso ha incidido los depósitos aluviales modernos (abanicos aluviales y fondo de valle) y sedimentitas cretácicas, dejándolos expuestos en paredones verticales que alcanzan los 10 metros.

El análisis se centró en el tramo medio del curso principal. Se analizó el perfil del valle a lo largo del curso a partir de datos obtenidos desde modelos de elevación digital SRTM y GDEM. Los rangos de pendientes oscilan entre 0° y 17.3°; los valores superiores a 5° se consideraron como de altas pendientes. Las zonas en las que se observaron cambios de pendientes, se interpretaron como *knickpoints*. En los tramos de mayores pendientes el diseño del curso es de baja sinuosidad o recto, mientras que en las zonas de menor pendiente el diseño presenta mayor sinuosidad. Se pudo establecer que aguas arriba de los *knickpoints* y sobre los tramos de menor pendiente, se observa el ensanchamiento del valle, con mayor desarrollo de depósitos de abanicos aluviales y fondo de valle. Por el contrario, en las zonas de mayor pendiente afloran los estratos más competentes (*knickpoints*), y coinciden con estrechamientos del valle.

El análisis de los modelos de elevación permitió interpretar, a partir de su orientación y grado de incisión, la proyección del curso estudiado desde La Angostura hacia el ESE desembocando en el Lago Musters en una posición diferente a la actual. El tramo abandonado se encuentra sobre-elevado unos 15 metros, por lo cual se lo interpreta como un *wind-gap*. Actualmente, el tramo del curso que corta el anticlinal en La Angostura (*water-gap*) se considera antecedente, por lo que el relieve disectado por el curso tuvo que haberse generado durante la evolución del mismo. El cambio en el sentido de drenaje (~90°) coincide con la propagación hacia el norte de la traza del anticlinal de Península Baya, por lo que se deduce que la estructura debió propagarse en algún momento del Cuaternario para condicionar el sistema de drenaje. Por ello, el sistema fluvial se vio obligado a drenar hacia el sur dejando un depósito aluvial (DA) más moderno cubriendo el sinclinal. En coincidencia con el límite sur de estos depósitos, González Díaz y Di Tommaso (2014) interpretan que la máxima inundación del paleolago Sarmiento, posterior a los 11.200 años AP, alcanzó la cota de 330 msnm. Esta inferencia permite

estimar que el crecimiento de los pliegues analizados ocurrió durante el Holoceno, donde los cambios geomorfológicos descriptos se interpretan como evidencias de neotectónica en el ámbito de la Faja Plegada de San Bernardo

Por otro lado, y de forma complementaria, durante el análisis estratigráfico y sedimentológico realizado sobre los afloramientos expuestos en los tramos incididos del curso, se describió la presencia de un plano de falla (DI: N130°, I: 20°) con cinemática inversa que afecta a los depósitos aluviales (Figura 1b). Aunque este tipo de estructura se puede originar durante la propia sedimentación aluvial, las evidencias de neotectónica descriptas permiten inferir que corresponde a un corrimiento propagado durante la reactivación de la falla principal que levanta la sierra del Castillo (SDC).

De manera más regional, tanto el *water-gap* como el *wind-gap* descriptos coinciden con los extremos de grandes anticlinales originados por inversión tectónica positiva, el anticlinal Sierra Nevada-Sierra del Castillo y el anticlinal de Península Baya respectivamente. En ambos casos, contrasta notablemente la densidad de drenaje de los cursos (subsecuentes?) labrados sobre los flancos de los anticlinales en su zona central (alta densidad y mayor incisión) en relación a sus *tips*

(baja densidad y menor incisión). Estas variaciones se interpretan como la diferencia de tiempo que los agentes atmosféricos tuvieron para labrar el paisaje, cada vez más joven hacia sus extremos. Estos resultados concuerdan con los obtenidos por Allard *et al.* (2014) en el anticlinal del Codo del Río Senguerr, donde describen relaciones entre el alzamiento/propagación de la estructura principal y la evolución del sistema de drenaje.

Referencias

- Allard, J.O., Sánchez, F., Rodríguez, A. 2014. Geomorfología tectónica en la sierra de San Bernardo, cuenca del Golfo San Jorge: comparación entre el anticlinal del Codo del Senguerr y de península Baya. 19° Congreso Geológico Argentino, Actas: 454-455, Córdoba.
- Paredes, J.M. 2009. Sedimentary evolution of the Golfo San Jorge basin, Central Patagonia, Argentina. En: Ibañez, L.M., Moyano, M.S., Aceñolaza, G.F. (eds.) Argentinean fluvial basins: Ancient and present day examples. Excursion Guide Book, 9th International Conference on Fluvial Sedimentology, Basin Analysis Series: 187-275, San Miguel de Tucumán.

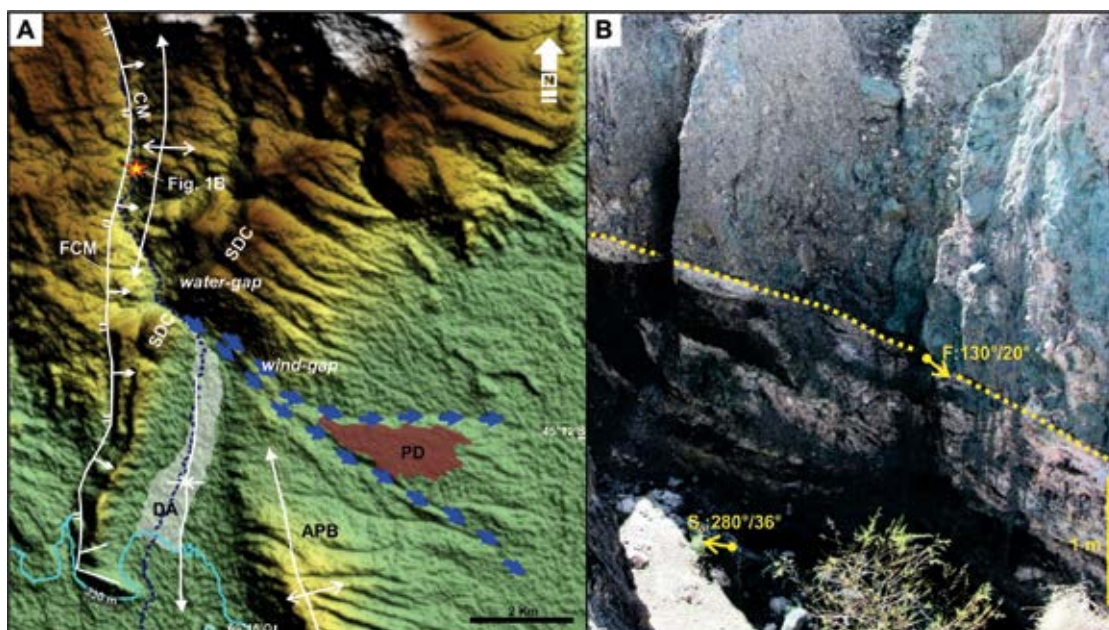


Figura 1. a) Imagen SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) de la zona de estudio. Se observa la relación del drenaje actual (línea azul punteada), traza anterior del curso (flechas azules) y la estructura, que definen las zonas de *water-gap* y *wind-gap*. PD: pedimentos. Línea celeste: cota de 330 msnm. b) Fotografía del plano de falla (F) que afecta depósitos aluviales; datos de dirección de inclinación e inclinación de la falla y S₀ Fm. Matasiete.

ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS DE LICUEFACCIÓN ASOCIADAS AL SISTEMA DE FALLAS MAGALLANES-FAGNANO, TIERRA DEL FUEGO, ARGENTINA.

M. Romina Onorato^{1,2}, Andrea Coronato^{1,2},
Ramiro López¹ y J. Federico Ponce^{1,2}

¹ Laboratorio de Geomorfología y Cuaternario. CADIC-CO-NICET, Bernardo Houssay 200, Ushuaia, CP 9410. Tierra del Fuego. ronorato@cadic-conicet.gob.ar, ronorato@cadic-conicet.gob.ar

² ICPRNA-Universidad Nacional de Tierra del Fuego.

Los sedimentos como arenas finas y limos sin cohesión poseen una alta resistencia al corte, siendo capaces de soportar grandes cargas sin producirse alteraciones en su estructura interna. Sin embargo, ya sea por causas naturales o artificiales, estos materiales pueden perder resistencia cambiando su estado al de líquidos viscosos. Este mecanismo es denominado licuefacción o licuación de suelos (Allen 1982).

El presente trabajo forma parte de un estudio geomorfológico y sedimentológico que comprende la extensión del tramo continental del sistema de fallas Magallanes-Fagnano (SFMF) en Tierra del Fuego. Corresponde a una región tectónicamente activa, influenciada por el borde de placas Sudamérica al norte y de Scotia hacia el sur. Las estructuras sedimentarias que aquí se presentan fueron reconocidas en dos sitios a lo largo del área afectada por el sistema de fallas, cuyo rumbo promedio es de 290°N. En territorio argentino, el SFMF afecta al lago Fagnano a lo largo de casi 87 km en sentido oeste-este, y puede reconocerse, a lo largo de aproximadamente 68 km desde la costa oriental del lago hasta la costa atlántica, por elementos morfotectónicos como escarpes de falla, cauces desplazados y/o controlados tectónicamente y lagunas.

Con el objetivo de identificar evidencias de paleosismicidad en la región afectada por el SFMF, se realizó el relevamiento de los acantilados del margen sur del lago Fagnano y varios sitios a lo largo de la traza de la falla seleccionados a partir del análisis de imágenes satelitales.

Se reconocieron estructuras de licuefacción en 2 sitios, el sitio 1 con sedimentos naturalmente expuestos en los acantilados sur del lago Fagnano y el sitio 2 en afloramientos sin cobertura vegetal situados en la costa sur de la Laguna Udaeta, afectados ambos por el SFMF. El perfil sedimentario del sitio 1 está compuesto por till basal, con presencia de niveles glaciofluviales intercalados entre niveles de till, y pequeñas cuencas lacustres compuestas por niveles de arcilla y arena muy fina laminadas y masivas, también intercalados en till. Estas secuencias corresponden a depósitos glaciogénicos, resultado de los diferentes avances glaciarios que modelaron la región a lo largo

del último ciclo glacial (Coronato *et al.* 2009, Ponce *et al.* 2014). El sitio 2, está ubicado 30 km al este del lago Fagnano, la secuencia sedimentaria posee en su base niveles alternantes de arcilla de color gris oscuro y claro, corresponden a un ambiente lacustre, hacia el techo es seguida por estratos alternantes de arena de color gris oscuro y arcilla gris claro, finalmente la secuencia posee estratos antropizados de grava fina de color gris claro con abundantes raíces de árboles, que en diferentes sectores aparecen quemados. La edad de estas unidades fue asignada al Holoceno (Onorato *et al.* 2015).

Las estructuras de licuefacción observadas fueron agrupadas en dos tipos principales; inyecciones de arenas (Figura 1a) y cuerpos irregulares predominantemente arenosos (Figura 1b). El primer grupo muestra estructuras cuyas dimensiones varían de 8 a 50 cm de largo y de 0,5 a 6 cm de ancho. No poseen a escala visible estructuras internas tales como laminación ni clastos orientados. En general, son subverticales a verticales y están constituidas por arenas de tamaño medio a grueso. La procedencia inferida del material que rellena las estructuras es desde los niveles inferiores hacia la parte superior del perfil. El segundo grupo de estructuras tiene dimensiones variables, con medidas promedio de 35 cm de alto y 40 cm de ancho. Están rellenas por arenas de tamaño fino, medio y grueso, en algunos casos poseen gravas finas de hasta 1 cm (Figura 1b). Para este grupo de estructuras, sin estructura interna definida, la procedencia del material de relleno no es clara, pudiendo ser tanto desde los estratos superiores como desde los inferiores.

Los agentes desencadenantes que dan origen a las estructuras de licuefacción pueden estar vinculados a procesos durante la depositación o a procesos externos, como por ejemplo terremotos (Owen 1987, Owen 1996, Audemard y De Santis 1991). Las estructuras que aquí se presentan son consideradas de origen sísmico, están situadas en un área sísmicamente activa, donde histórica e instrumentalmente se ha registrado actividad sísmica. La evidencia morfológica de actividad cuaternaria activa posee rasgos muy recientes, por ej. la escarpa creada por el terremoto de 1949, descrita por Schwartz *et al.* (2002) en el Lago Fagnano como un escarpe muy degradado, de entre 0,50 y 1 m. El bloque hundido de la falla posee árboles secos aún de pie, resultado de inundaciones y bloqueo de drenaje causados por el depósito de seiche asociado con el sismo de 1949. En el Río San Pablo, a unos 15 km de la cabecera del Lago Fagnano en sentido este, la escarpa mide de 5 a 11 m, con un bloque elevado hacia el norte que expone depósitos cuaternarios fluvio-glaciares y la formación de niveles de terrazas sucesivas. Schwartz *et al.* (2002) identificaron grietas tensionales en échelon, grabenes coaxiales y valles. La evidencia estratigráfica permite la interpretación de tres eventos sísmicos durante los

últimos 8ka (Schwartz *et al.* 2002), con un intervalo de recurrencia de 2-2.7ka. Recientemente, Costa *et al.* (2006) indicaron que las rupturas debieron ocurrir al menos en dos eventos anteriores a 1949, durante los últimos 9 ka.

Considerando que los sedimentos involucrados son susceptibles a licuefacción y que la región de estudio es afectada intensamente por la actividad tectónica del SFMF, se propone como origen probable de estas estructuras sedimentarias de licuefacción a los terremotos de magnitud moderada-alta que afectaron Tierra del Fuego, durante los últimos 9 ka. Sin embargo el estudio en marcha sobre de los rasgos neotectónicos y paleosísmicos presentes en la región, así como el análisis micromorfológico de los rellenos de las estructuras permitirá obtener una más acabada definición de los ambientes de sedimentación, la diagénesis y la deformación post depositacional.

Referencias

- Allen, J. 1982. Sedimentary structures. Their character and physical basis. Elsevier Publishing Co. Developments in Sedimentology, 30B, I and II, 663 p. The Netherlands.
- Audemard, F.A., De Santis, F. 1991. Survey of liquefaction structures induced by recent moderate earthquakes. Bulletin of the International Association of Engineering Geology 4: 5–16.
- Coronato, A., Seppälä, M., Ponce, F., Rabassa, J. 2009. Glacial geomorphology of the Pleistocene Lake Fagnano ice lobe, Tierra del Fuego, southern South America. Geomorphology, 112: 67-81.
- Costa, C.H, Smalley, R. Jr., Schwartz, D. P, Stenner, H.D., Ellis, M., Ahumada, E.A. y Velasco, M.S. 2006. Paleoseismic Observations of an Onshore Transform Boundary: The Magallanes-Fagnano Fault, Tierra del Fuego, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 61(4): 647-657.
- Onorato, M. R., Perucca, L. P., y Coronato, A. 2015. Estructuras de deformación en la laguna Udaeta, Tierra del Fuego: posibles evidencias de paleosismicidad. Libro de Resúmenes VI Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología, 97-98. Tierra del Fuego.
- Owen, G. 1987. Deformation processes in unconsolidated sands. In: Jones, M.E., Preston, R.M.F. (Eds.), Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks: Geol. Soc. Spec. Publ., Geological Society of London, 29: 11–24.
- Owen, G. 1996. Experimental soft-sediment deformation structures formed by the liquefaction of unconsolidated sands and some ancient examples. Sedimentology 43: 279–293.
- Ponce, J., Federico, Borromei, A. M., Coronato, A., Rabassa, J., Onorato, M. R. 2014. Análisis sedimentológico y polínico de afloramientos Pleistocenos de la costa sur del lago Fagnano, Tierra del Fuego. Actas del XIX Congreso Geológico Argentino; Córdoba.
- Schwartz, D., Stenner, H., Costa, C., Smalley, R., Ellis, M., y Velasco, S. 2002. Rupturas asociadas a los sismos ms 7.8 de 1949 en Tierra del Fuego: investigaciones paleosismológicas iniciales. 15º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 136-138. El Calafate.



Figura 1. Tipos de estructuras de licuefacción; a) correspondientes al tipo inyecciones de arenas y b) correspondientes al tipo cuerpos irregulares predominantemente arenosos.

NUEVOS DATOS E INTERPRETACIONES DE LA DEFORMACIÓN NEOTECTÓNICA EN PRECORDILLERA ORIENTAL, ENTRE LA QUEBRADA DE LAS MINAS Y LA QUEBRADA DE LA FLECHA, PROVINCIA DE SAN JUAN

Andrés D. Richard¹, Carlos A. Moreno Marcó², Emilio A. Ahumada³, Carlos H. Costa³, Fabricio R. Vázquez¹.

¹ CONICET UNSL. Departamento de Geología. Facultad de Ciencias Físico Matemáticas y Naturales. Universidad Nacional de San Luis. Ejército de Los Andes 950, 5700 San Luis. andresrichard@gmail.com

² Net Log. Mud Loggin Service

³ Departamento de Geología. Facultad de Ciencias Físico Matemáticas y Naturales. Universidad Nacional de San Luis

El análisis de la distribución de las deformaciones cuaternarias en la Precordillera Oriental es importante para comprender como es acomodado el acortamiento neotectónico en el frente orogénico andino. Se analiza aquí la citada problemática en la Sierra Chica de Zonda (entre los 31°47'50"S - 31°55'S) caracterizada por presentar sus estructuras principales con vergencia al oeste y rumbo predominante submeridiano. En el piedemonte oriental de la sierra se concentran evidencias de actividad neotectónica, destacándose por su impronta en el paisaje el trazo de la falla La Rinconada, a la que se considera vinculada con la fuente del del sismo de 1952 (Mw 6.8) (Volponi 1976, Tello y Perucca 1993, Alvarado y Beck 2006). Sin embargo, las deformaciones cuaternarias no están restringidas a esta estructura, sino que se distribuyen dentro de un cinturón elongado según el rumbo de la estratificación (norte-sur), que no supera los 3 Km de ancho comprendido entre el aquí denominado Sistema de Fallas La Rinconada (SFR) y los afloramientos de la Formación Mogna al este (Figura 1). Este sector se caracteriza por presentar niveles cuaternarios pedemontanos deformados y de mayor elevación que la planicie aluvial actual, acompañados por afloramientos del sustrato pre-Cuaternario. A la latitud del cerro Valdivia se produce una inflexión del SFR hacia el suroeste y un ensanchamiento de la faja. La deformación del basamento neotectónico, representado por estratos neógenos, se expone principalmente en el labio elevado de las fallas, observándose pliegues y fallas interestratales. La deformación neotectónica es evidenciada por morfologías asociadas a estas estructuras tales como abovedamientos y escarpas en las superficies aluviales e incluso por la presencia de anomalías en los patrones de drenaje tales como difluencias, drenajes descabezados y aluvionamientos encajados.

Las observaciones de campo permitieron reconocer que los niveles cuaternarios más jóvenes afectados se encuentran en el norte del área estudiada,

mientras que en la zona de la quebrada de La Flecha los fenómenos tienen menor representación o afectan a unidades cuaternarias más antiguas (Moreno Marcó, 2013; Richard, 2013) lo que sugiere una tendencia a la propagación o rejuvenecimiento de la deformación cuaternaria hacia el norte. Sin embargo, no se descarta que pueda deberse a diferencias en los rangos de depositación/erosión en los distintos sectores, destacando en el sur la presencia del río La Flecha que podría eliminar las posibles evidencias o bien que este fenómeno podría responder también a una reactivación aleatoria. Asumiendo que las edades numéricas obtenidas por Hedrick *et al.* (2013) en la quebrada de los jejenes, inmediatamente al norte de la zona de estudio, fueran correlacionables con el nivel Q₂ y considerando los resaltos topográficos asociados, se asume preliminarmente que las tasas de acortamiento del trazo principal del SFR en el sector estudiado se encuentran en un rango comprendido entre 0,06 y 0,18 mm/a. La determinación de la edad absoluta de los diferentes niveles pedemontanos deformados es un paso pendiente necesario para comprender la evolución dinámica de las estructuras neotectónicas de la zona.

Referencias

- Alvarado, P., y Beck, S. 2006. Source characterization of the San Juan (Argentina) crustal Earthquakes of 15 January 1944 (Mw 7.0) and 11 June 1952 (Mw 6.8): Earth and Planetary Science Letters 243: 615–631.
- Hedrick, K., Owen, L. A., Rockwell, T. K., Meigs, A., Costa, C., Caffee M. W.; Masana, E. 2013. Timing and nature of alluvial fan and strath terrace formation in the Eastern Precordillera of Argentina. Quaternary Science Reviews 80: 143 - 168.
- Martos, L. M. 1987a. Evidencia de movimientos neotectónicos en una terraza de edad Holocena, La Rinconada-San Juan. X Congreso Geológico Argentino, San Miguel de Tucumán. Actas I: 263-265.
- Moreno Marcó, C. A. 2013. Neotectónica del piedemonte de la Precordillera Oriental entre 31°51' S y 31°55' S, provincia de San Juan. Trabajo final de licenciatura (inédito). Universidad Nacional de San Luis. 116 p. San Luis.
- Richard, A. 2013. Neotectónica del piedemonte de la Precordillera Oriental entre 31°47'50" S y 31°51'10" S, provincia de San Juan. Trabajo final de licenciatura (inédito). Universidad Nacional de San Luis. 119 p. San Luis.
- Tello G. E. y Perucca L. P. 1993. El sistema de fallamiento de Precordillera Oriental y su relación con los sismos históricos de 1944 y 1952, San Juan, Argentina. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Actas Tomo III: 246-251.
- Volponi, F. 1976. Riesgo sísmico en el territorio argentino. Sociedad Científica Argentina Anales, Serie 2, 42. Buenos Aires.

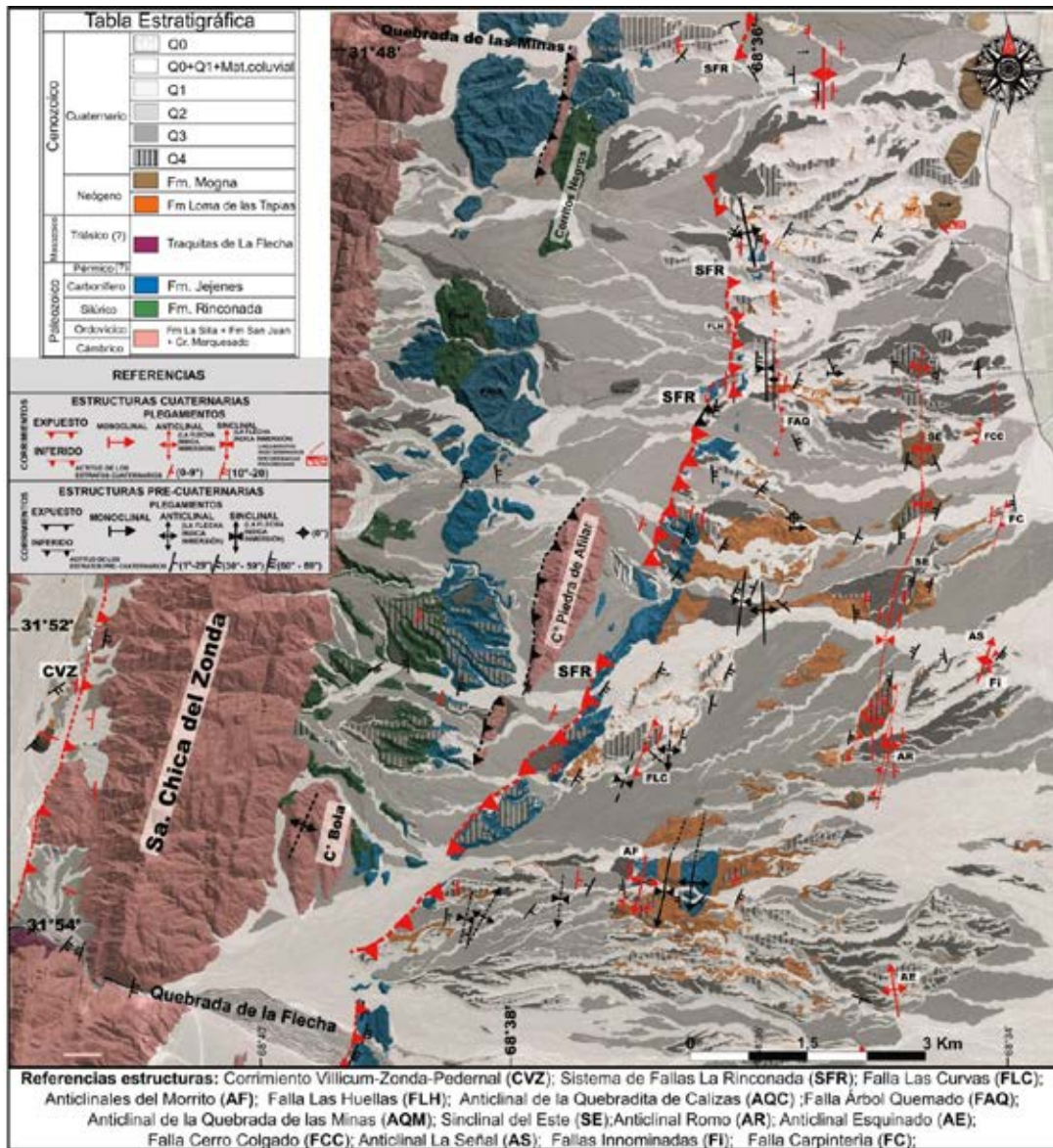


Figura 1. Mapa neotectónico de la zona de estudio.

TECTÓNICA ACTIVA DEL PIEDEMONT MENDOCINO: ANÁLISIS DE ÍNDICES GEOMORFOLÓGICOS Y PATRONES DE DRENAJE

Rafael Toural Dapoza¹, Stella M. Moreiras¹

¹ CONICET. IANIGLA (CCT). Av. Ruiz Leal s/n. Parque Gral. San Martín. 5500. Mendoza.

El frente orogénico activo de los Andes Centrales (entre los 32° y 33° S) abarca parte del piedemonte mendocino, ubicado cerca de la ciudad capital, donde habitan al menos 800.000 personas. En este sector se ha medido una tasa de deformación regional de ~3 mm/año mediante GPS totales (Brooks *et al.* 2003), pero se desconoce si esta deformación es uniforme en el retroarco, posiblemente concentrada en unos 50 km de ancho del frente orogénico, o bien si dicha deformación se está acumulando en alguna/s estructura/s específica/s (Kendrick *et al.* 2006, Schmidt *et al.* 2011). A pesar que dicho frente se asocia a sismos de intraplaca corticales y a un intenso neotectonismo (Figura 1), escasos estudios han abordado esta problemática.

Dicho sector define nuestra zona de estudio, donde las fallas principales tienen dos tipos de vergencias. Las estructuras más orientales tienen vergencia occidental tal como el Sistema de fallas del Cerro de La Gloria- Cerro del Cristo respondiendo al comportamiento de Precordillera Oriental; mientras las estructuras más occidentales (Melocotón, Punta del Agua, Divisadero Largo y Las Avispas) tienen vergencia oriental (Moreiras *et al.* 2014). Estos sistemas principales tienen carácter compresivo con rumbo N-S a NNE, cuyo nivel de despegue se ubicaría en el basamento pre-Silúrico, constituyendo un frente emergente de piel gruesa. Estas estructuras desplazan depósitos cuaternarios de edad Pleistocena (Moreiras *et al.* 2014) como los depósitos fluviales del antiguo cauce del Río Mendoza. La actividad de estos frentes de levantamiento ha generado antiguos paleolagos que están siendo datados por luminiscencia ópticamente estimulada (OSL). Asimismo, este sistema principal está afectado por una población secundaria de fallas transpresivas NW que podrían estar asociadas a acomodamientos secundarios de los esfuerzos compresivos principales durante el Holoceno.

Keller y Pinter (1996) proponen los índices basados en el análisis morfométrico de la red de drenaje, los que constituyen solo aproximaciones matemáticas a distintos aspectos geomorfológicos relacionados con los procesos erosivos y deposicionales del sistema fluvial. Estos índices son válidos como indicadores de la existencia de actividad neotectónica basada en su capacidad para detectar las posibles anomalías introducidas en el sistema fluvial debido a cambios de

nivel de base locales inducidos tectónicamente (Silva 1994). Dependen por tanto de dos factores morfológicos fundamentales: la red fluvial y el relieve (interpretable en este caso como la morfología de la cuenca o subcuenca de drenaje).

Con el objetivo de describir los rasgos más importantes para la interpretación de la estructuras que controlan la actividad tectónica de la región del piedemonte de Mendoza se han aplicado en este trabajo los 3 índices más recomendados de los numerosos que existen en la bibliografía: sinuosidad del frente montañoso (Bull 1977, Keller 1986), Índice del gradiente longitudinal de un río (Hack 1973, Cox 1994) e Integral y curva hipsométrica (Stralher 1952, Keller y Pinter 1996).

El Smf mide los rasgos curvilíneos de los frentes montañosos controlados por fallas y permite evaluar el balance entre la actividad tectónica y la erosión (Bull y McFadden 1977, Keller y Pinter 1996, Bull 2007). El SL muestra las variaciones del poder erosivo a lo largo de los distintos segmentos de un río, multiplicando la pendiente del tramo por la distancia a la cabecera. Este índice es muy sensible a los cambios de pendiente, y por lo tanto permite la evaluación de la actividad tectónica y/o los cambios litológicos a lo largo del lecho del río. En tanto H mide el grado de erosión de las subcuencas, y relaciona el área y la altura de una subcuenca para calcular la distribución del volumen de roca confinado en un área determinada respecto a un rango de elevación. La curva hipsométrica es una representación gráfica de la función de la integral (Strahler 1952).

La integración y comparación de estos parámetros o índices nos muestran:

1) elevación, mostrando la variación de levantamiento del bloque de piso a través de la traza de la falla que bordea el frente montañoso, a través de la sinuosidad del frente montañoso que bordea el piedemonte. Observamos en planta 9 segmentos con fronteras laterales definidas por salientes encorvadas y cambios geomorfológicos y con control estructural. De norte a sur, los segmentos del 1 al 4 tienen altos valores de dicho índice, indicando actividad neotectónica presente en esta área, aunque los valores más importantes se registran entre los segmentos 5 al 7, donde interpretamos que se concentran actualmente los esfuerzos (sur del Piedemonte). Así mismo ya en el sur (cercano al río Mendoza) los valores de dicho índice para los segmentos 8 y 9 son muy dispares y poco coherentes, quizás por tratarse del valle del río Mendoza y ello podría inducir al error de análisis;

2) el relieve de cuencas y subcuencas, que representa de forma directa la magnitud del levantamiento tectónico, expresando la diferencia de alturas entre la cima y la desembocadura (SL), así los ríos o cauces no permanentes sensibles a los cambios de nivel de

base tienden a alcanzar el equilibrio, por lo que la litología por la que pasa el cauce del río será un factor importante. Con el índice SL hemos calculado cambios de pendiente, lo que nos sirve para evaluar su relación con la actividad tectónica, la resistencia de las rocas y la topografía en nuestra zona observando cierto nivel de correspondencia entre ellos. Por tanto a partir de la distribución de los valores del índice SL, identificamos una zonación de la deformación a partir de la cual puede dividirse el Piedemonte dentro de los mismos lineamientos N-S principales, teniendo los valores más significativos en la zona sur del Cerro Melocotón y en la zona de Divisadero Largo.

3) la altura y superficie del terreno, representado por la integral hipsométrica; revelando su estado de evolución y exhibiendo contrastes significativos de la morfología de las subcuencas que derivan de procesos de erosión-elevaciones causadas por cambio del nivel base. Una vez dividido el piedemonte en sus diferentes cuencas y subcuencas de los diferentes cauces permanente y no permanentes se analizó la hipsometría de las mismas resultando que los mayores niveles de cambio de nivel de base se producen en la parte centro y sur, a la altura de Chacras de Coria y alrededores.

Los índices geomorfológicos son modelos más elaborados y al igual que los parámetros, miden y expresan propiedades muy particulares de la topografía de una región tectónicamente activa. Por tanto los índices evaluados en este trabajo nos indican en cierta manera que la neotectónica de dicha región se está concentrando en la mitad sur del Piedemonte de Mendoza.

Referencias

- Brooks, B.A., Bevis, M., Smalley, R., Kendrick, E., Manceda R., Lauria, E., Maturana, R. y Araujo, M. 2003. Crustal motion in the Southern Andes (26°-36°S): Do the Andes behave like a microplate? *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 4. doi: 10.1029/2003GC000505.
- Bull, W.B. 2007. *Tectonic Geomorphology of Mountains: A New Approach to Paleoseismology*: Blackwell Publishing, 328 p.
- Bull, W.B., McFadden, L.D. 1977, Tectonic geomorphology north and south of the Garlock Fault, California, en Doering, D.O. (ed.), *Proceedings of Eighth Annual Geomorphologic Symposium, Geomorphology in Arid Regions*: Binghamton, State University of New York, 115-138 p.
- Cox, R.T. 1994: *Geol. Soc. Am. Bull.*, 106.571-581.
- Hack, J. T., 1973. Stream-profile analysis and stream-gradient index. *Journal of Research U.S. Geological Survey* 1(4): 421-429.
- Keller, E. A., 1986. Investigation of active tectonics: use of surficial earth processes. En: Wallace, R. E. (Ed.), *Active tectonics*. Nacional Academy Press, Washington, 136-147 p.
- Keller, E.A., Pinter, N., 1996, *Active Tectonics: Earthquakes, Uplift and Landscape*: Upper Saddle River, N.J., Prentice Hall, Inc., 338 p.
- Kendrick, E., Brooks, B.A., Bevis, M., Smalley, R., Lauria, E., Araujo, M. y Parra, H. 2006. Active Orogeny of the South-Central Andes studied with GPS Geodesy. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61(4): 555-566.
- Moreiras, S.M., Giambiagi, L.B., Spagnotto, S., Nacif, S., Mescua, J., Toural, R. 2014. El frente orogénico activo de los Andes centrales a la latitud de la ciudad de Mendoza (32°50'-33°S) *Andean Geology* 41: 342-361. Mayo.
- Schmidt, S., Hetzel, R., Mingorance, F. y Ramos, V.A. 2011. Coseismic displacements and Holocene slip rates for two active thrust faults at the mountain front of the Andean Precordillera (~33°S). *Tectonics* 30, TC5011. doi:10.1029/2011TC002932.
- Silva, P.G. 1994. Evolución geodinámica de la depresión del Guadalentín desde el Mioceno superior hasta la actualidad: Neotectónica y Geomorfología. Tesis UCM, Madrid, España, 642 p.
- Strahler, A.N. 1952, Hypsometric (Area-Altitude) analysis of erosional topography: *Bulletin of the Geological Society of America*, 63: 1117-1142.

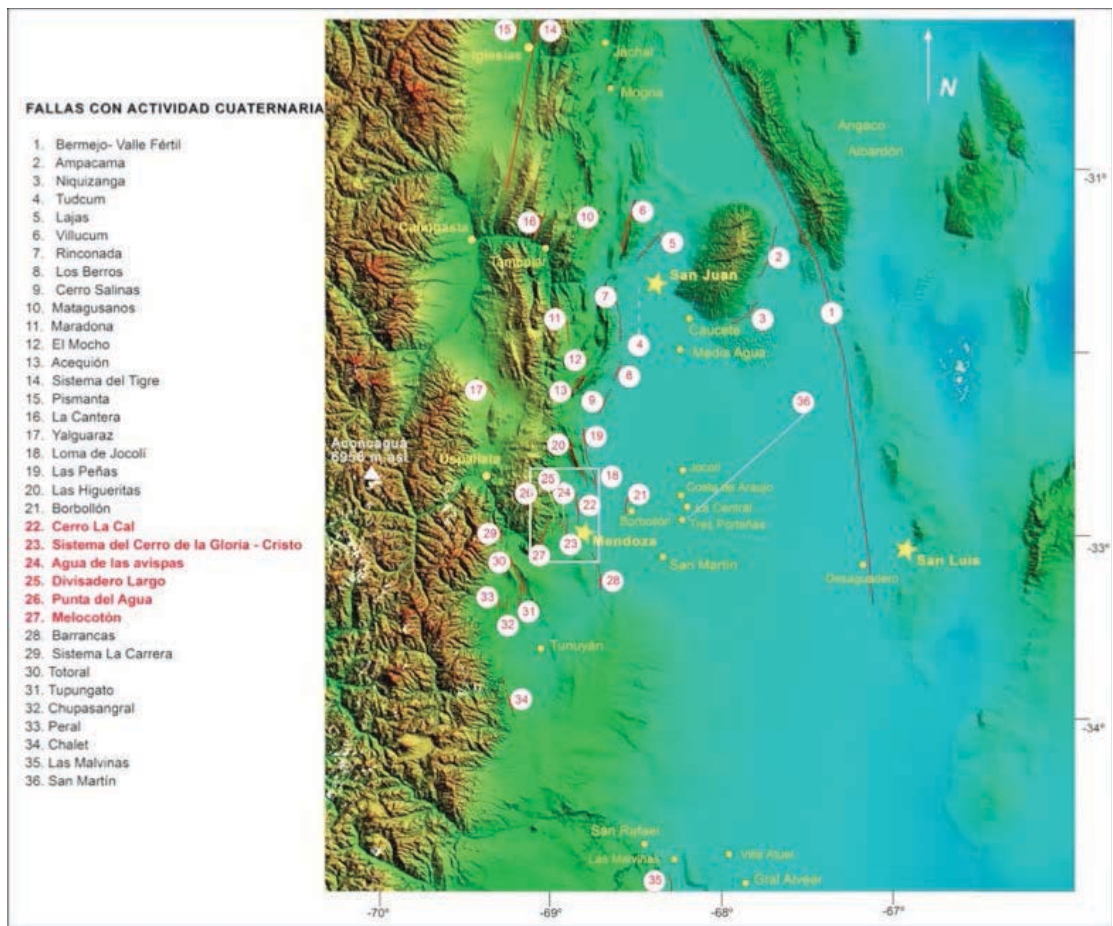


Figura 1. Imagen SRTM con la localización de las principales fallas con actividad cuaternaria en la región. La zona de estudio se señala con un recuadro (Moreiras 2014)

ANOMALÍAS DEL DRENAJE Y CORRIMIENTOS CIEGOS EN EL PIEDEMONTES DE LA SIERRA DE LAS PEÑAS, PRECORDILLERA DE MENDOZA

Fabrizio R. Vázquez^{1,2}, Carlos H. Costa¹ y Carlos Gardini¹

¹ Departamento de Geología. Facultad de Ciencias Físico Matemáticas y Naturales. Universidad Nacional de San Luis. Ejército de Los Andes 950, 5700 San Luis. frvazquez@unsl.edu.ar

² CONICET

La Sierra de las Peñas-Las Higueras, morfoestructura ubicada en el borde oriental de la Precordillera de Mendoza, es uno de los mejores exponentes de actividad reciente del frente orogénico Andino al presentar excelentes exposiciones de corrimientos con vergencia al este que concentran el acortamiento cuaternario a esta latitud (32° 25'S). (Cortés y Costa 1996; Costa *et al.* 2000a, Costa *et al.* 2005, Costa *et al.* 2006a y b, Costa *et al.* 2014, Vergés *et al.* 2007, Ahumada & Costa 2009, Schmidt *et al.* 2011a). No obstante, los niveles aluviales cuaternarios afectados por deformación son los relativamente más antiguos (Q4 – Q3), conformando los niveles aterrizados más elevados del piedemonte proximal, mientras que las superficies aluviales más jóvenes (Q2-Q1) no muestran deformaciones a escala de afloramiento (Vázquez *et al.* 2012).

Las muy buenas exposiciones de las deformaciones cuaternarias en este sistema serrano son en gran medida producto de la incisión de los cursos fluviales a la salida del frente de corrimiento, que se propaga en el labio bajo de la estructura, hasta casi 3 km al este, afectando al nivel Q2 principalmente. Estos rasgos permiten inferir la ocurrencia de actividad cuaternaria de estructuras no aflorantes en el piedemonte medio a distal. Datos de sísmica de reflexión (Secretaría de Energía de La Nación), muestran claras evidencias de estructuras de plegamiento con vergencia al este probablemente vinculadas a un corrimiento ciego presentes en el subsuelo del sector de estudio. Para identificar posibles evidencias de actividad cuaternaria de esta estructura en el terreno, se analizó el drenaje en el sector centro-norte del piedemonte de la Sierra de las Peñas (Figura 1).

Al sur de la quebrada de Los Guanacos, se produce un quiebre hacia el este en la traza del corrimiento Las Peñas (CLP). A partir de aquí los arroyos que se encuentran hacia el sur, poseen un drenaje distributivo desplazado ~1,5Km hacia el Este del frente montañoso mientras que al norte de la mencionada quebrada el drenaje distributivo se encuentra a escasos metros del frente. Otros rasgos particulares son: 1) la marcada incisión en el sector cercano a la falla, y 2) relictos de meandros abandonados en las márgenes.

En la quebrada. El Jarillal el cauce presenta un diseño entrelazado al este del CLP con relictos de

meandros abandonados en ambas márgenes. A lo largo de 1,7 km aproximadamente en dirección este-oeste, exhibe una serie de tributarios menores, luego continúa como cauce unitario rectilíneo por 300 metros más para luego cambiar a diseño distributivo.

El arroyo de la quebrada Agua Las Muñeras, presenta un diseño de cauce cuasi rectilíneo por aproximadamente 1,6 km al este del CLP, para luego distribuir su carga. En el sector próximo al frente serrano, presenta meandros abandonados en su margen norte.

Una serie de arroyos menores al sur de la quebrada Agua Las Muñeras presentan una serie meandros abandonados y rectificaciones de cauce a lo largo de sus cursos. Dos arroyos confluyen hacia uno central a 750 metros del CLP formando una geometría de tridente, el arroyo continúa 1 km hacia el este, donde confluye un cuarto afluente desde el norte, a partir de aquí el cauce posee un diseño rectilíneo por 390 metros, que luego pasa a diseño distributivo.

Continuando hacia el sur, el arroyo de la quebrada El Infiernillo presenta incipientes rectificaciones de su cauce y meandros abandonados luego de la salida del frente de corrimiento para pasar a diseño distributivo luego de recorrer 1,12 km.

Tanto el arroyo de la quebrada de la Vertiente, como el de la quebrada del Cóndor también presentan meandros abandonados y una marcada incisión de sus respectivos abanicos aluviales a lo largo de 1,2 km desde el CLP, luego presentan un cambio abrupto a diseño de cauce rectilíneo con dirección al noreste con una longitud de entre ~1 km y ~800 metros respectivamente, donde luego cambian a drenaje distributivo.

En base al análisis expuesto se considera que estos arroyos se encuentran en proceso de rectificación de sus cauces, dado la presencia de meandros abandonados que sugieren altas sinuosidades en épocas previas. Este hecho, sumado a la gran incisión de los arroyos, la presencia de tramos rectos y el desplazamiento de casi 3 km aguas abajo de la zona de distribución de sedimentos, respaldan la hipótesis de actividad cuaternaria en el subsuelo de este sector.

La migración hacia el noreste de los cauces de la quebrada de La Vertiente y la quebrada del Cóndor probablemente estén mayormente influenciados por el levantamiento del anticlinal Montecito, el cual comienza a tener relevancia morfológica entre estos arroyos, adaptándose como un drenaje de arcos paralelos a esta estructura.

Referencias

- Ahumada, E. A. & Costa, C. H. 2009. Antithetic linkage between oblique Quaternary thrusts at the Andean front, Argentine Preordillera. *Journal of South American Earth Sciences* 28. 207-216.
- Cortés, J. M. & Costa, C. H. 1996. Tectónica Cuaternaria en la desembocadura del Río de Las Peñas, Borde oriental de la Precordillera de Mendoza. XIII Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires, 2:

225-238.

Costa, C. H., Gardini, C., Diederix, H. & Cortés, J. 2000a. The Andean thrust front at Sierra de Las Peñas, Mendoza, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 13: 287–292.

Costa, C. H., Audemard, F., Becerra, F. H., Lavenu, A., Machette, M. N. & Paris, G. 2006a. An overview of the main Quaternary deformation of South America. *Revista Asociación Geológica Argentina* 61: 461–479.

Costa, C. H., Gardini, C., Diederix, H., Cisneros, H. & Ahumada, E. A. 2006b. The active Andean orogenic front at the Southernmost Pampean flat-slab. In: *Backbone of the America*, Boulder, Abstract with Program, 15–1 p.

Costa, C. H., Ahumada, E. A., Gardini, C. E., Vázquez, F. R. & Diederix, H. 2014. Quaternary shortening at the orogenic front of the Central Andes of Argentina: the Las Peñas Thrust System. *Geological Society, London, Special Publications*, first published February

6, 2014

Vázquez, F. R., Gardini, C., Montenegro, V., Costa, C. & Ahumada, E. 2012. Nuevas estimaciones de acortamiento cuaternario en el sector central de la Sierra de Las Peñas, Precordillera de Mendoza. XVI Reunión de Tectónica, Actas, CD ROM.

Schmidt, S., Hetzel, R., Mingorance, F. & Ramos, V. A. 2011a. Coseismic displacements and Holocene slip rates for two active thrust faults at the mountain front of the Andean Precordillera (338S). *Tectonics*, 30, TC5011

Vergés, J., Ramos, V. A., Meigs, A., Cristallini, E., Bettini, F. H. & Cortés, J. M. 2007. Crustal wedging triggering recent deformation in the Andean Thrust front between 31°S and 33°S: Sierras Pampeanas Precordillera interaction. *Journal of Geophysical Research*, 112, B03S15.

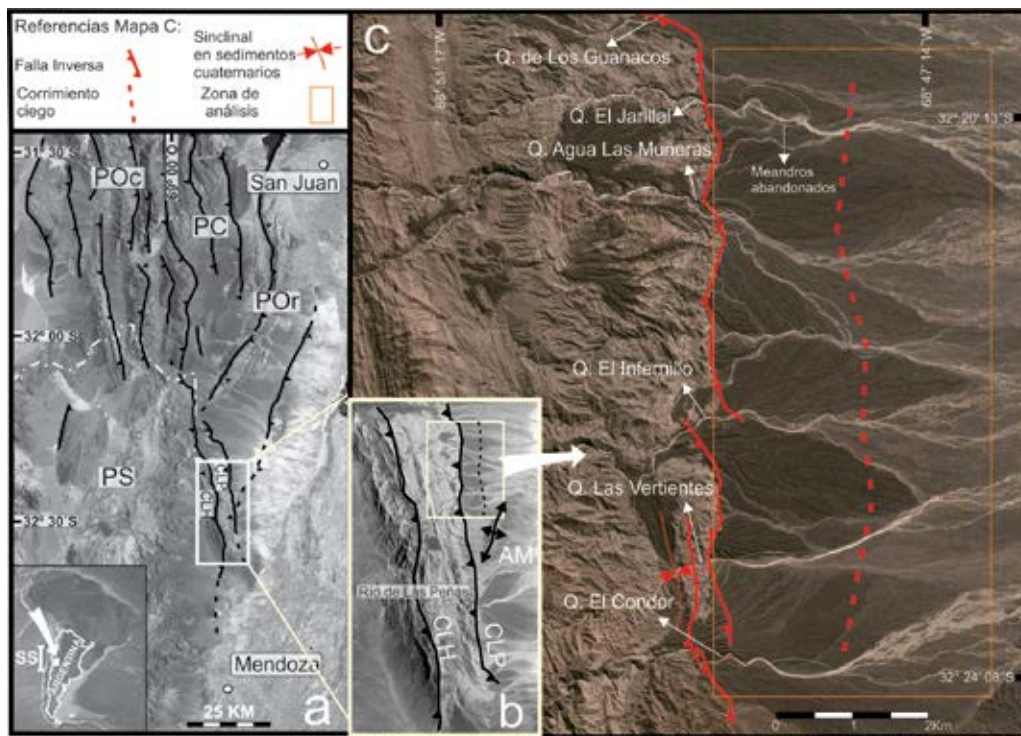


Figura 1. a-b: CLH, Corrimiento Las Higueras; CLP, Corrimiento Las Peñas; AM, Anticinal Montecito; POc, Precordillera Occidental; PC, Precordillera Central; POr, Precordillera Oriental; PS, Precordillera Sur; SS, segmento de subducción subhorizontal Pampeano.

DESPLAZAMIENTOS RECIENTES DE LA FALLA LAS LAGUNAS (33° LS), INTRAPLACA ARGENTINA, CÓRDOBA

Diego Villalba¹, Gimena Castaldi¹, Deolinda Bagatoli¹ y Guillermo Luis Sagripanti¹

¹ Departamento de Geología. Universidad Nacional de Río Cuarto. Ruta Nac. N° 36, km 601. CP 5800 Córdoba. E-mail: dvillalba@exa.unrc.edu.ar

La horizontalización de la placa de Nazca, en la intraplaca argentina, se manifiesta con sismicidad superficial moderada a fuerte, mayormente concentrada a 33° LS entre la Precordillera y las Sierras Pampeanas (Costa y Vita Finzi 1996, Ramos 1999). Otras manifestaciones de la subducción subhorizontal a esta latitud, entre los 64°-65° LO, son morfologías superficiales (escarpas y pequeñas escarpas), deformaciones cosísmicas cuaternarias, evidencias de paleoterremotos y la frecuente sismicidad (Sagripanti 2006, Sagripanti y Villalba 2011).

En el sur de la provincia de Córdoba, a 33° LS, se ubica la falla Las Lagunas, ésta tiene probada actividad cuaternaria y posee importantes antecedentes sísmicos prehistóricos, históricos y actuales. Asociados a esta estructura se han interpretado fuertes terremotos prehistóricos que habrían alcanzado la magnitud Ms 7,0 y se le adjudica la ocurrencia del Gran Terremoto de Sampacho de magnitud (Richter) M 6,0 en el año 1934, que es el registro histórico más importante. En la actualidad la actividad sísmica es frecuente con sismos de alrededor de M 3,0 (Sagripanti *et al.* 2009, 2011).

La falla Las Lagunas, de movimiento inverso y componente de rumbo dextral, tiene un rumbo promedio de 050° N y plano buzante al SE. Su expresión morfológica superficial es una escarpa de 24 km de longitud desarrollada en sedimentos cuaternarios que enfrenta el NO y alcanza 8 metros de altura en algunas secciones de la falla. Se estima que la extensión de su traza hacia el NE superaría los 60 km. Se supone que la tasa de movimiento de esta estructura es mayor que la de erosión-sedimentación, debido a que los rasgos morfológicos superficiales de la misma, escarpa y pequeñas escarpas, se preservan con una expresión definida si bien la erosión y actividad antrópica es importante (Sagripanti 2006, Seitz 2009, Villalba y Sagripanti 2014).

El objetivo de esta contribución es presentar información actualizada sobre los desplazamientos recientes de la falla Las Lagunas, obtenida aplicando técnicas geodésicas y mediciones de precisión.

El área de estudio está próxima a las últimas estribaciones de la sierra de Comechingones y al NO de la localidad de Sampacho en la provincia de Córdoba. En este sector se ubica la falla Las Lagunas donde se ha instalado una red geodésica para detectar y cuantificar los movimientos relativos de la misma (Figura 1a).

La metodología aplicada para obtener los datos de desplazamientos recientes de la falla Las Lagunas, comprende mediciones de precisión para detectar variaciones en longitudes horizontales, verticales y angulares, mediante la instalación de una red geodésica conformada por 6 estaciones (denominadas E1, E2, E3, E4, E5 y E6) ubicadas de a tres formando dos triángulos, uno emplazado en el bloque hundido y el otro en el bloque levantado de la falla (Figura 1a). La técnica de medición topográfica de precisión aplicada fue la radiación y se realizó, desde el año 2003, con una estación total electrónica de señal LED infrarrojo (Sagripanti y Villalba 2011).

Las mediciones se efectuaron para determinar: a) cambios en la longitud de las líneas entre estaciones que forman triángulos de control, b) variaciones en los valores de los ángulos internos del polígono y c) cambios en la longitud de las diagonales (L1-5 y L2-6) que corresponden al polígono elegido dentro de la red geodésica (Sagripanti y Villalba 2011). Es oportuno aclarar que a los fines de simplificar este análisis solo se han tenido en cuenta las modificaciones de longitud de L1-5 y L2-6 cuyos datos se presentan en el cuadro de la figura 1b.

Las primeras mediciones topográficas de precisión han permitido cuantificar las casi imperceptibles variaciones en los desplazamientos de la falla hasta el año 2010 confirmando lo supuesto anteriormente, mediante técnicas paleosismológicas (Sagripanti 2006), que posee una componente de rumbo dextral, que es la esperada de acuerdo a la actitud de la falla y el contexto tectónico en que se encuentra.

En una medición realizada el mes de Marzo de 2010, posterior a la ocurrencia del terremoto de Concepción (27/02/2010), Chile, de M 8,8, se detectó que la componente de rumbo de la falla cambió de una tendencia dextral a otra sinistral y se midió un desplazamiento de 37 mm en la red geodésica (L2-6). Este valor se considera relevante con relación a la tasa de movimiento de la falla Las Lagunas, estimada en 0,25 mm/año y junto al cambio en la tendencia del desplazamiento de rumbo fueron vinculados a este fuerte terremoto por Sagripanti y Villalba (2011). Además, este valor se corresponde con los desplazamientos asociados al mega evento sísmico de Chile reportados para América del Sur por la RAMSAC (Red Argentina de Monitoreo Satelital Continuo), cuya estación UCOR (Córdoba, Argentina) registró 30 mm de desplazamiento (IGN 2010).

Las mediciones realizadas con posterioridad al mes Marzo de 2010 permiten interpretar que el desplazamiento detectado a causa de este terremoto, que se manifestó como un cambio en el sentido del movimiento de rumbo, aún se mantiene. Los cálculos ahora realizados y comparaciones entre los datos obtenidos en las repetidas mediciones, revelan que esta tendencia está disminuyendo en forma progresiva ya que, analizando el valor resultante entre los despla-

mientos relevados en las diagonales L1-5 y L2-6 se reconoce que la misma es de 1,68 mm/año para la diferencia entre las mediciones 2010b-2012 y de 1,50 mm/año para la diferencia entre las mediciones 2012-2015.

Se interpreta que la disminución en los valores de desplazamiento, revelada, posiblemente es debida a que la falla está en una etapa en la que tiende a recuperar su comportamiento característico, que es de movimiento inverso con componente de rumbo dextral.

Finalmente, consideramos que el movimiento de la placa, generado por el mega evento sísmico, que se manifestó en la falla Las Lagunas, representa un aspecto muy importante a tener en cuenta desde el punto de vista del riesgo sísmico ya que, se desconoce como incidieron estos movimientos en estructuras en etapa presísmica, ubicadas en la intraplaca.

Referencias

Costa, C. H. y Vita Finzi, C. 1996. Late Holocene faulting in the Southeast Sierras Pampeanas of Argentina. *Geology* 24(12): 1127-1130.

IGN 2010. El Terremoto de Chile y sus Consecuencias Geodésicas en Argentina. Informe técnico. <http://www.ign.gob.ar/Publicaciones/TerremotoChile>.

Ramos, V. A. 1999. Rasgos estructurales del territorio argentino. *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales. *Anales* 29(24): 715-784.

Sagripani, G. L. 2006. Neotectónica y Peligro Sísmico de la Región de Sampacho, departamento Río

Cuarto. Provincia de Córdoba. Universidad Nacional de Río Cuarto, Tesis Doctoral, (inédita), 300 p., Río Cuarto.

Sagripani, G. y Villalba, D. 2011. Movimientos prehistóricos y recientes en la intraplaca argentina a la latitud 33° S, falla Las Lagunas, Sampacho, Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 68(4): 491-501.

Sagripani, G. L., Villalba, D., Bettioli, A. y Seitz, C. 2009. Sismicidad y paleosismicidad en la región sur de la provincia de Córdoba. Análisis del peligro y riesgo sísmico asociado. *Revista de la Asociación Argentina de Geología Aplicada a la Ingeniería y Ambiente*, 23: 45-53.

Sagripani, G. L., Schiavo, H. F., Felizzia, J., Villalba, D., Aguilera, H., Giaccardi, A. y Membrives, J. 2011. Fuertes paleosismos de intraplaca y sus retornos vinculados a la falla Las Lagunas, Sierras Pampeanas de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 68: 52-70.

Seitz, C. 2009. Relevamiento neotectónico de nuevas secciones de la falla Las Lagunas, sur de Córdoba. Universidad Nacional de Río Cuarto, Tesis de Licenciatura, (inédita), 102 p., Río Cuarto.

Villalba, D. y Sagripani, G. 2014. Análisis morfológico de escarpas asociadas a una falla de intraplaca con actividad cuaternaria. Falla Las Lagunas, Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 71(1): 82-91.

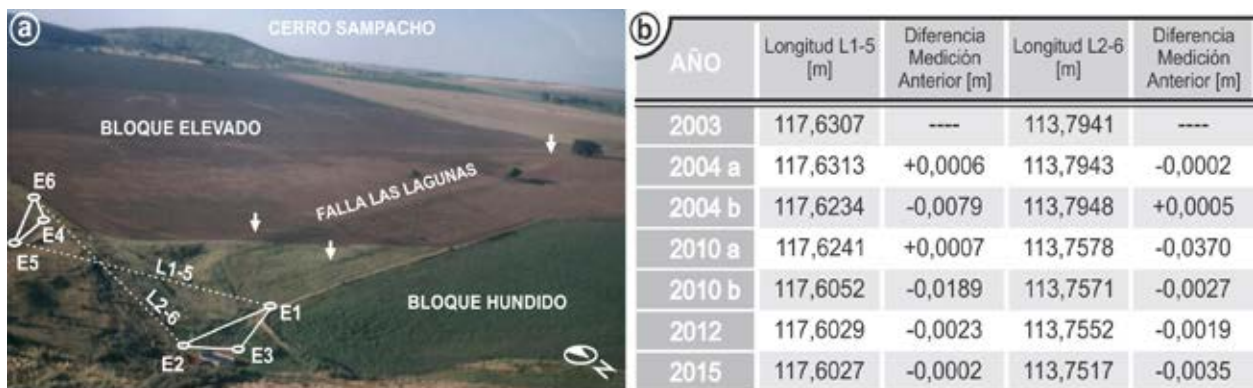


Figura 1. a) Foto aérea oblicua que presenta las escarpas de la falla Las Lagunas indicada por las flechas, la ubicación de las estaciones que forman la red geodésica y las diagonales L1-5 y L2-6, líneas de trazos, b) Cuadro de síntesis con los datos obtenidos en las mediciones realizadas entre los años 2003 y 2015.



XVI Reunión de Tectónica

El Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología (CONICET-UNRN) ha tenido el honor y el placer de organizar la XVI Reunión de Tectónica, celebrada en la Asociación Española de General Roca entre el 19 y el 21 de octubre de 2015.

La Reunión de Tectónica posee una tradición de más de 30 años dentro de los simposios de Ciencias de la Tierra en la Argentina, y es la continuación -en un formato más amplio- de las Reuniones de Microtectónica y Geología Estructural, cuyo inicio se remonta a 1984.

Cerca de 100 resúmenes han sido enviados para su publicación en estas actas y para ser presentados en forma oral o mediante pósteres durante la reunión. En esta oportunidad se agruparon los trabajos en cinco sesiones para optimizar el programa y homogeneizar los ejes temáticos (Tectónica Preandina, Tectónica Andina Patagonia, Tectónica Andina General, Neotectónica, y Geofísica y Modelado). En total se esperan más de 150 participantes entre profesionales, becarios y estudiantes de grado.

Además, gracias al financiamiento otorgado por el CONICET y la ANPCyT ha sido posible invitar a cinco conferencistas de primer nivel provenientes de Argentina, Chile y Brasil que expondrán temas de alto interés en la frontera de las investigaciones en Tectónica.

