



Arquitectura y análisis cinemático de fallas normales mesoscópicas: Formación Chenque (Mioceno Inferior-Medio) en el Sector Oriental de la cuenca del Golfo San Jorge, Patagonia central

Francisco E. OPORTO ROMERO^{1,2}, José M. PAREDES¹, José O. ALLARD¹, Nicolás FOIX^{1,2}, Mauro N. VALLE^{1,2}, Maximiliano CORTÉS¹, Agustín R. RODRÍGUEZ^{1,2} y Sebastián A. BUETI^{1,2}

¹Departamento de Geología, Universidad Nacional de la Patagonia "San Juan Bosco", Comodoro Rivadavia, Argentina.

²Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET)

E-mail: francisco_oporto@hotmail.com

Editor: José F. Mescua

Recibido: 22 de diciembre de 2022

Aceptado: 3 de julio de 2023

RESUMEN

La Formación Chenque (Mioceno Inferior-Medio) en la cuenca del Golfo San Jorge representa los depósitos de un evento transgresivo atlántico con evidencias mesoscópicas de tectónica extensional. Se presentan los resultados del análisis cinemático de 276 fallas normales mesoscópicas con diseño planar no rotacional identificadas en la unidad, y la determinación de tensores del campo de deformación. Los valores de *rake* oscilan entre 85-90°. Las zonas de daño presentan diaclasas y fallas secundarias que son paralelas, transversales, conjugadas y/u oblicuas a las fallas principales. Generalmente, la zona de núcleo presenta cristales de yeso que crecen perpendiculares a los planos de falla, pero pueden contener arcillitas alteradas, calcita y *jogs* dilatacionales con rellenos de sílice. En las localidades analizadas (n= 12) se reconocen una a dos familias de fallas principales con amplia dispersión en el rumbo de sus planos, y de forma subordinada una tercera familia de fallas que se dispone de forma oblicua-transversal a las anteriores. El valor regional de la dirección de extensión se orienta hacia N 349.5°. Los cálculos del elipsoide de deformación indican valores de dirección de extensión promedio dispuestos con alto ángulo respecto a fallas megascópicas previas. El campo de deformación del Sector Oriental de la cuenca del Golfo San Jorge, durante el Mioceno Inferior-Medio, está condicionado por la orientación de discontinuidades corticales megascópicas, que distorsionan los ejes de deformación.

Palabras clave: Tectónica extensional, márgenes pasivos, ejes axiales P-T, dispersión local del campo de deformación, Patagonia Extra-Andina.

ABSTRACT

Architectural and kinematic analysis of mesoscopic normal faults: Chenque Formation (Lower-Middle Miocene) in the Eastern Sector of the Golfo San Jorge basin, central Patagonia.

The Chenque Formation (Lower to Middle Miocene) in the Golfo San Jorge Basin represents the deposits of an Atlantic transgressive event with mesoscopic evidences of extensional tectonics. We present the results of the kinematical analysis of 276 non-rotational, planar mesoscopic normal faults identified in the unit, and the determination of paleostrain tensors. Rake values vary around 85-90°. The damage zones present joints and secondary faults oriented parallel, normal, conjugate, or oblique to the main faults. Generally, the core zone presents gypsum crystals growing perpendicular to the fault planes, but could contain deeply weathered claystones, calcite, and dilatational jogs infilled by silica. In the analyzed field localities (n= 12), we recognize one or two families of main faults with wide variation in their fault strikes, and a subordinate third fault family which is oriented oblique-to-transverse to the formers. The

regional extension direction is oriented toward N 349.5°. Calculations of the strain ellipsoid indicate average extension direction values that are arranged at high-angle compared to previous megascopic normal faults. The Lower to Middle Miocene strain field in the Eastern Sector of the Golfo San Jorge Basin is conditioned by the orientation of megascopic discontinuities that distorted the strain field.

Keywords: Extensional tectonics, passive margins, P-T axial axes, local dispersion of the paleostrains field, Extra-Andean Patagonia.

INTRODUCCIÓN

Las fallas son estructuras tectónicas comunes de la corteza terrestre generadas por mecanismos de deformación frágil a partir de procesos de cizallamiento, con interacción simultánea de un conjunto de microfracturas de tensión, y con desplazamiento relativo de bloques en forma paralela a la zona de cizalla (Bates y Jackson 1980, Fossen 2010). Estas estructuras se originan en zonas corticales de baja resistencia por disminución de la rigidez de la roca de manera progresiva, en eventos sísmicos que liberan presión, para luego establecer un nuevo estado de equilibrio, pudiéndose reactivar de manera cíclica (Wallace 1987, Marco et al. 1996, Nicol et al. 2006). Las fallas configuran fracturas o zonas de fracturas complejas, con las trazas de los planos de falla habitualmente discontinuas en sección transversal y en planta, y con segmentos individuales de diferente orientación y longitud (Segall y Pollard 1980).

El análisis cinemático de las fallas permite comprender las características de las rocas de la corteza terrestre que han sido sometidas a eventos de deformación producto de eventos tectónicos (Nieto-Samaniego 1998, Marrett y Peacock 1999, Peacock y Marrett 2000). Para caracterizar al fallamiento desarrollado en un sector frágil de la corteza se analizan las *poblaciones* de fallas y se las agrupa según su geometría y cinemática en subpoblaciones o *sistemas de fallas* compuestas por distintas *familias* de fallas (Giambiagi y Martínez 2008). Los estudios de poblaciones de fallas permiten realizar análisis estadísticos basados en la orientación de planos de las estructuras, direcciones de las estrías de deslizamiento y la cinemática involucrada (Japas et al. 2008, Giambiagi et al. 2009, Foix et al. 2012). Los resultados brindan tres estados del elipsoide de deformación, en donde se determinan los siguientes componentes: i) eje de máximo acortamiento o mínimo alargamiento (λ_3); ii) eje de acortamiento o alargamiento intermedio (λ_2); y iii) eje de mínimo acortamiento o máximo alargamiento (λ_1), también denominado como dirección de extensión.

La existencia de fallas normales desarrolladas en rocas sedimentarias marinas pertenecientes al Patagoniano o Formación Chenque (Bellosi 1990) en la cuenca del Golfo San Jorge se reconoce desde los inicios de la exploración geológica

del yacimiento Campamento Central en los alrededores de Comodoro Rivadavia (Feruglio 1930, Fossa-Mancini 1931, 1932, 1935, Leidhold 1934). Aquellos estudios reconocieron que i) las fallas identificadas en superficie incrementaban su desplazamiento en profundidad, alcanzando horizontes del Cretácico, ii) las fallas fueron activas durante la sedimentación del registro Mesozoico y Cenozoico (ver Giacosa et al. 2004). Su presencia, identificada en afloramientos y en subsuelo, se utilizó como argumento para la elaboración de modelos geológicos pioneros que consideraban a las fallas como un control para la acumulación de los hidrocarburos. Las fallas cenozoicas fueron, posteriormente, consideradas un factor de control sobre el desarrollo de las transgresiones cenozoicas (Chelotti 1996, Figari et al. 1999, Giacosa et al. 2006). Giacosa et al. (2003, 2004, 2005) caracterizaron la geometría, rocas de falla y mineralizaciones asociadas, y la cinemática de fallas megascópicas de alto ángulo ($>70^\circ$), que representan los sectores más someros de las fallas cretácicas formadoras de la cuenca, así como fallas mesoscópicas identificadas en intervalos estratigráficos específicos de la Formación Chenque.

El objetivo de este trabajo fue realizar un análisis estructural del Sector Oriental de la cuenca del Golfo San Jorge (Fig. 1a-c), mediante el estudio cinemático de un gran número de fallas mesoscópicas identificadas en la Formación Chenque (Mioceno Inferior-Medio), y efectuar análisis de los campos de deformación locales y regionales, discutiendo las causas de los cambios en la dirección de los ejes principales de deformación. Los resultados son útiles para la comprensión de la evolución geológica de la cuenca del Golfo San Jorge durante el Mioceno, y para caracterizar los mecanismos de deformación de márgenes pasivos en otras regiones geológicas comparables.

MARCO GEOLÓGICO

Evolución tectónica/estructural de la región de estudio

La cuenca del Golfo San Jorge es una cuenca predominantemente extensional localizada en la Patagonia extra-andina, entre los 45° y 47° de latitud sur, y ubicada entre el Macizo

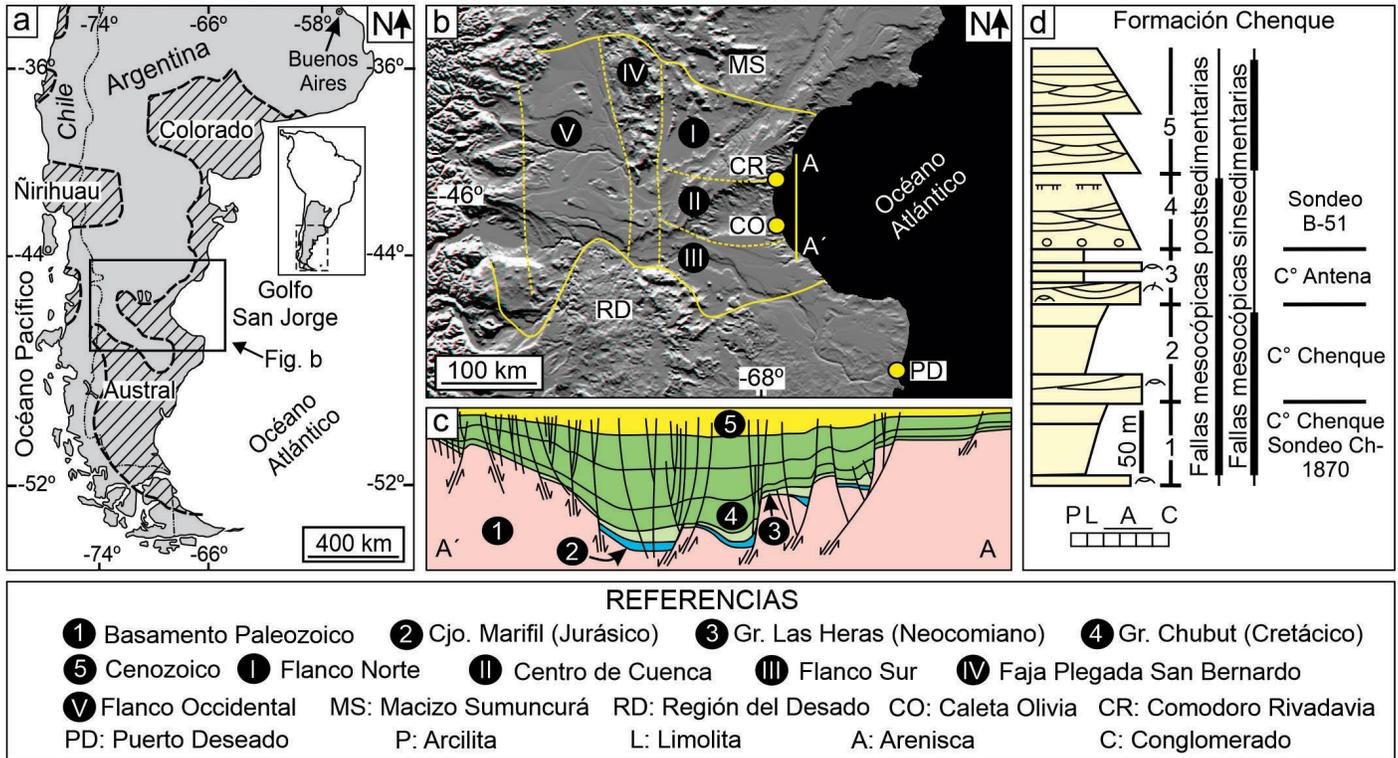


Figura 1. a) Mapa de ubicación de la cuenca del Golfo San Jorge. El área rayada marca la extensión máxima de la transgresión del Mioceno Inferior en Patagonia (basado en Malumián et al. 1999, Bechis et al. 2014, Encinas et al. 2018); b) Principales regiones estructurales de la cuenca del Golfo San Jorge (basado en Figari et al. 1999); c) Sección sísmica norte-sur (A-A') que demuestra la asimetría del perfil de la cuenca y distribución de las principales unidades del Sector Oriental (modificado de Figari et al. 1999); d) Perfil sedimentológico simplificado de la Formación Chenque, con distribución de fallas normales mesoscópicas identificadas en Giacosa et al. (2003, 2004) y en este trabajo. Los números 1 a 5 representan secuencias deposicionales interpretadas dentro de la unidad.

Nordpatagónico y la Región del Deseado. Se desarrolló en un régimen extensional discontinuo desde el Jurásico Tardío al Mioceno Medio (Uliana y Biddle 1987, Barcat et al. 1989, Figari et al. 1999), con su sector occidental afectado por procesos contraccionales desde el Cretácico Tardío en adelante, relacionados con la evolución de los Andes (Suárez y De la Cruz 2001, Morata et al. 2005, Paredes et al. 2006, Navarrete et al. 2015, Gianni et al. 2018, Allard et al. 2021). De acuerdo a su estilo estructural, la cuenca del Golfo San Jorge se ha dividido en cinco regiones principales (Fig. 1b). Tres de estas regiones se ubican en el Sector Oriental de la cuenca (Flanco Norte, Centro de Cuenca y Flanco Sur), donde se registran condiciones extensionales. Al oeste de esta área se encuentra la Faja Plegada de San Bernardo, un grupo de sierras de orientación NNO-SSE cuya etapa de levantamiento principal ocurrió en el Neógeno (Rodríguez y Littke 2001). La quinta región se conoce como Flanco Occidental, y se ubica al oeste de la faja plegada, donde coexisten evidencias de tectónica extensional y la inversión positiva parcial de los depocentros cretácicos (Figari et al. 1996, Navarrete et al. 2015). El presente estudio se desarrolla en el Sector Oriental de la cuenca, principalmente en el Flanco Norte, donde las fallas normales

principales mayoritariamente inclinan al sur-suroeste, hacia el Centro de Cuenca.

La evolución mesozoica del Sector Oriental de la cuenca evidencia i) un estadio de sinrift en el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano, que depositó cuñas clásticas continentales en hemigrábenes aislados (Grupo Las Heras o Neocomiano), preservados en el subsuelo y con mayor desarrollo en el ámbito de la Faja Plegada de San Bernardo y el Flanco Occidental (Figari et al. 1996, Sylwan 2001, Sylwan et al. 2008, Paredes et al. 2018), y, ii) la depositación de más de 6000 m de sedimentos continentales preservados en una cuenca endorreica durante el resto del Cretácico (Grupo Chubut o Chubutiano), con registro de múltiples fases extensionales y variaciones graduales de espesor a escala regional (Figari et al. 1999, Paredes et al. 2013, 2018). Durante el Cretácico Tardío y el Cenozoico, el Sector Oriental de la cuenca del Golfo San Jorge se comporta como un área de baja subsidencia tectónica que preserva un espesor sedimentario máximo de 1200 m (Bellosi 2010), con la generación de espacio de acomodación mediante fluctuaciones del nivel del mar y tectónica extensional (Legarreta et al. 1990, Giacosa et al. 2004, Foix et al. 2008, 2012). Los procesos extensionales se han caracteri-

zado a partir de la presencia de fallas sinsedimentarias en los registros de subsuelo (Figari et al. 1999, Paredes et al. 2013, 2018, Giampaoli et al. 2019, Allard et al. 2021). En el Sector Oriental, los estudios estructurales documentan campos de deformaciones extensionales en la Formación Salamanca y el Grupo Río Chico (Foix et al., 2008, 2012), Formación Sarmiento (Flores 1954 en Bellosi 1995, Plazibat et al. 2019) y en la Formación Chenque (Fossa-Mancini 1932, Giacosa et al. 2003, 2004, 2005, 2006). En esta última unidad, las fallas fueron clasificadas por Giacosa et al. (2003, 2004) como: (1) fallas sinsedimentarias (Fig. 1d) con componente de desplazamiento de inclinación dominante, (2): fallas intraformacionales con desplazamiento de inclinación dominante, y (3) fallas con desplazamiento lateral dominante (Fig. 1d). Luego del Mioceno, la cuenca del Golfo San Jorge ha estado sometida a un proceso de levantamiento y erosión generalizado (Pedoja et al. 2011), que ha exhumado en el Sector Oriental gran parte de las unidades del Cenozoico.

Estratigrafía cretácica superior-cenozoica

El registro cretácico superior-cenozoico de la cuenca del Golfo San Jorge (Fig. 2) incluye unidades marinas y continentales depositadas en un contexto de margen pasivo (Legarreta et al. 1990, Legarreta y Uliana 1994, Malumián et al. 1999), que coexisten con un escenario compresional vinculado al levantamiento de la Faja Plegada de San Bernardo hacia el

oeste (Gianni et al. 2017). La sucesión se inicia con los depósitos de la primera transgresión marina atlántica, representados por la Formación Salamanca (Maastrichtiano-Daniano), la cual posee un espesor máximo de 300 metros (Sciutto et al. 2000, Foix et al. 2021). Estas rocas están cubiertas de forma concordante por las sucesiones continentales del Grupo Río Chico (Raigemborn et al. 2010), de origen fluvial y edad paleocena tardía (Krause et al. 2017), con espesor máximo de 200 metros (Foix et al. 2021). Suprayace a estas unidades la Formación Sarmiento, constituida por el retrabajo de tobas finas en un contexto aluvial-eólico de bajo gradiente (Feruglio 1949), con edad entre el Eoceno Medio-Mioceno Inferior (Dunn et al. 2013), y potencia máxima de 170 m en la localidad de Gran Barranca (Bellosi 2010). En el Flanco Sur, se reconoce en subsuelo y cubriendo a la Formación Sarmiento, una unidad sedimentaria de ambiente marino de edad eocena tardía-oligocena temprana, denominada Formación El Huemul, con espesores de hasta 100 metros (Paredes et al. 2015). En el ámbito del Flanco Norte, la Formación Sarmiento está cubierta en paraconcordancia por la Formación Chenque (Bellosi 1990), del Mioceno Inferior-Medio (Cuitiño et al. 2015) y que engrana lateralmente con el Miembro Colhué Huapi (Mioceno Inferior) de la Formación Sarmiento. La Formación Chenque posee un espesor de 350 metros en alrededores de Comodoro Rivadavia (Paredes 2002), y en el Flanco Sur cubre depósitos de la Formación El Huemul, o localmente al

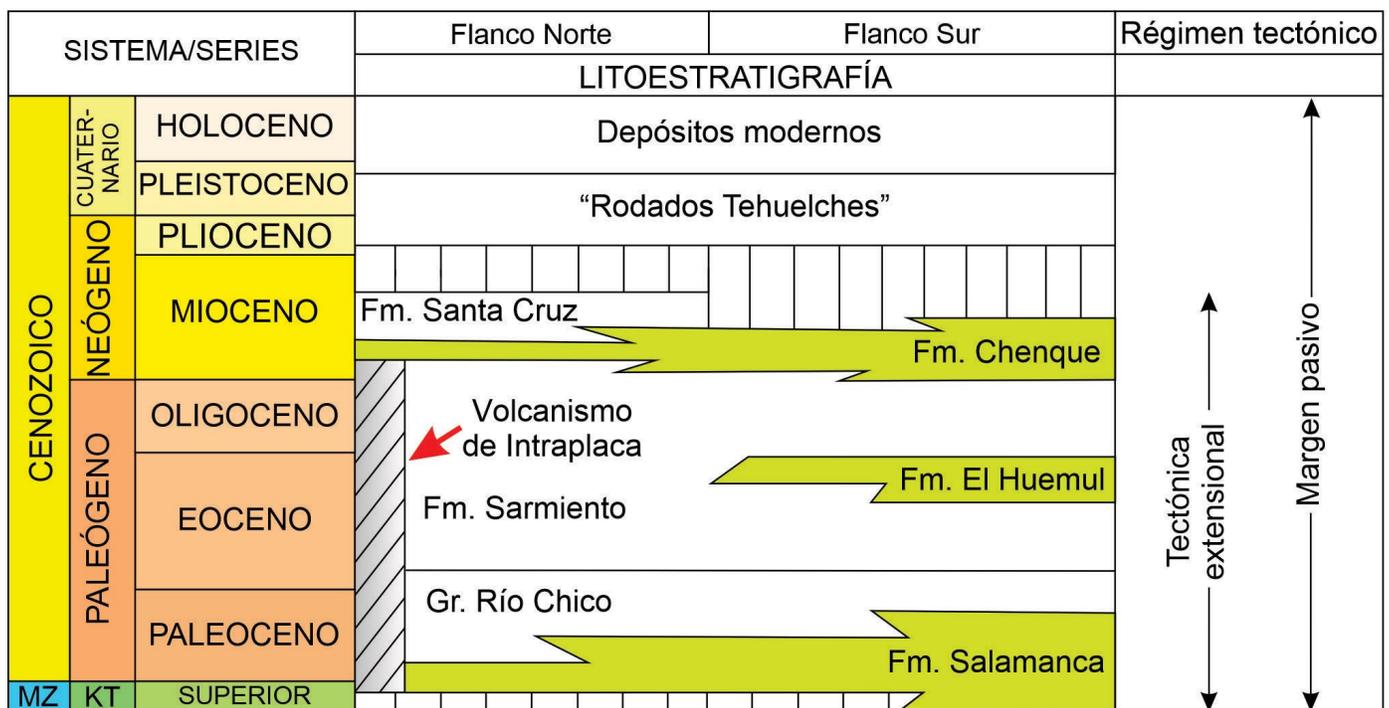


Figura 2. Estratigrafía cenozoica de la cuenca del Golfo San Jorge (modificado de Oporto y Paredes 2022). En color blanco se representan las unidades litoestratigráficas de origen continental, y en color verde las unidades marinas. Las líneas verticales indican hiatos.

Grupo Río Chico (Bellosi 1990).

La Formación Chenque está compuesta por depósitos silicoclásticos y bioclásticos (Bellosi 1990, 1995) y representa un ambiente marino que varía desde plataforma externa e interna hacia ambientes submareales e intermareales. La unidad se ha dividido en cinco secuencias depositacionales, compuesta por cortejos transgresivos y de nivel alto (Paredes 2002). Cuitiño et al. (2015) le asignan una edad burdigaliana a langhiana temprana (19.69 a 15.37 Ma) (Mioceno Inferior-Medio) en base a dataciones radimétricas $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ en valvas de ostras de secciones clásicas de los alrededores de Comodoro Rivadavia. De forma transicional, se depositan sucesiones eólicas y fluviales de la Formación Santa Cruz (Feruglio 1949, Legarreta y Uliana 1994, Oporto y Paredes 2022) de edad miocena media, y con un espesor máximo de 200 metros en el área de El Trébol-Pampa del Castillo (Bellosi 1995). Finalmente, la sucesión cenozoica se completa con depósitos gravo-arenosos de origen fluvial, con espesores entre 2 y 20 metros (Simeoni 2008), denominados “Rodados Tehuelches”, asignados al intervalo Plioceno-Pleistoceno.

METODOLOGÍAS

El estudio se efectuó en el Sector Oriental de la cuenca del Golfo San Jorge (Fig. 1a, b y Fig. 3a). En el Flanco Norte se analizaron afloramientos de los alrededores de Comodoro Rivadavia (Cerro Hermitte y Barrio Saavedra, Cerro Chenque, Cordón Forestal y Cerro Solo), Rada Tilly, Cañadón Biggs, Cañadón Ferrays y Cerro Pan de Azúcar (Figs. 3b y c). En el Centro de Cuenca se examinaron depósitos a lo largo de la Ruta Nacional N° 3 (Bajada de los Palitos y Sindicato Dodero) y Caleta Olivia (Figs. 3c y d). Por último, el Flanco Sur contiene información de afloramientos de la Formación Chenque ubicados sobre la Ruta Nacional N° 3, en el Cañadón Minerales y en alrededores de la ciudad de Puerto Deseado (Figs. 3e y f).

El estudio consistió en la descripción e interpretación de fallas normales mesoscópicas incluidas en la Formación Chenque (Mioceno Inferior-Medio). Los datos incluyen la orientación de las estructuras y sus caracteres anatómicos (Fossen 2010), entre ellos: (i) dimensión de la zona de núcleo y relleno mineral, (ii) tamaño de la zona de daño y estructuras asociadas, (iii) rumbo, dirección de inclinación e inclinación, (iv) geometría y cinemática, y (v) estrías conservadas en el plano de deslizamiento. Mediante la orientación de estrías y la cinemática de las fallas se establecieron los ejes del elipsoide de deformación en cada localidad. Los cálculos se efectuaron con el software libre y gratuito *FaultKin 8* (Allmendinger

2001), a partir de un método estadístico denominado *Linked Bingham*, que determina para cada falla los ejes P-T (ejes de deformación incremental) y establece la orientación del elipsoide de deformación en cada localidad mediante los ejes λ_1 , λ_2 y λ_3 (Marrett y Allmendinger 1990, Marrett y Peacock 1999, Allmendinger 2001,). Sin embargo, es común el solapamiento de los ejes de extensión en el campo de compresión, o que estos tengan una distribución amplia en el campo de extensión, producto de cambios en la orientación de las fallas. Estudios previos han utilizado el software *FaultKin* para distribuciones con amplia dispersión de datos de fallas (Japas et al. 2008) o para distintas familias de fallas conjugadas con gran dispersión de rumbo (Foix et al. 2012), por lo que se considera que el método es apropiado para abordar el estudio, aunque la fase extensional del Mioceno Inferior-Medio en el Sector Oriental de la cuenca del Golfo San Jorge concentra la deformación en proximidad a estructuras preexistentes. Finalmente, se determinó la dirección de extensión regional a partir del promedio de las direcciones de extensión de cada localidad, con el fin de uniformizar el volumen de datos, ya que el número de mediciones por localidad es variable, pudiendo generar incertidumbre en el análisis por falta de ponderación del total de datos (Marrett y Allmendinger 1990).

RESULTADOS

Fallas normales mesoscópicas

Superficies de las fallas: Se midieron 276 fallas normales mesoscópicas en afloramientos de la Formación Chenque del Sector Oriental de la cuenca del Golfo San Jorge. Las fallas mesoscópicas son de medio a levemente alto ángulo ($< 76^\circ$) (Fig. 4), presentan diseño planar no rotacional (Figs. 5a-c, f y h) y se disponen junto con fallas secundarias sintéticas y antitéticas. El tamaño de los planos de fallas principales varía entre pocos centímetros a metros, con desplazamiento vertical entre 0.01 y 4 metros. En general, las fallas están confinadas en estratos de material pelítico y heterolítico. Sin embargo, en ocasiones se desarrollan en estratos de areniscas y coquinas. Aunque las fallas son planares a lo largo de su extensión, en sucesiones con alternancia entre areniscas y arcilitas se reconocen variaciones sistemáticas del ángulo del plano (Fig. 5b), rasgo atribuido a cambios en la competencia de las rocas atravesadas (Japas et al. 2008, Foix et al. 2012). Las fallas normales tienen orientación variable entre localidades, y su orientación estructural promedio se expresa en la figura 4a-i. En cada localidad se registran una a dos familias de fallas mesoscópicas principales con gran variación del rumbo, y de forma subordinada se reconoce una tercera

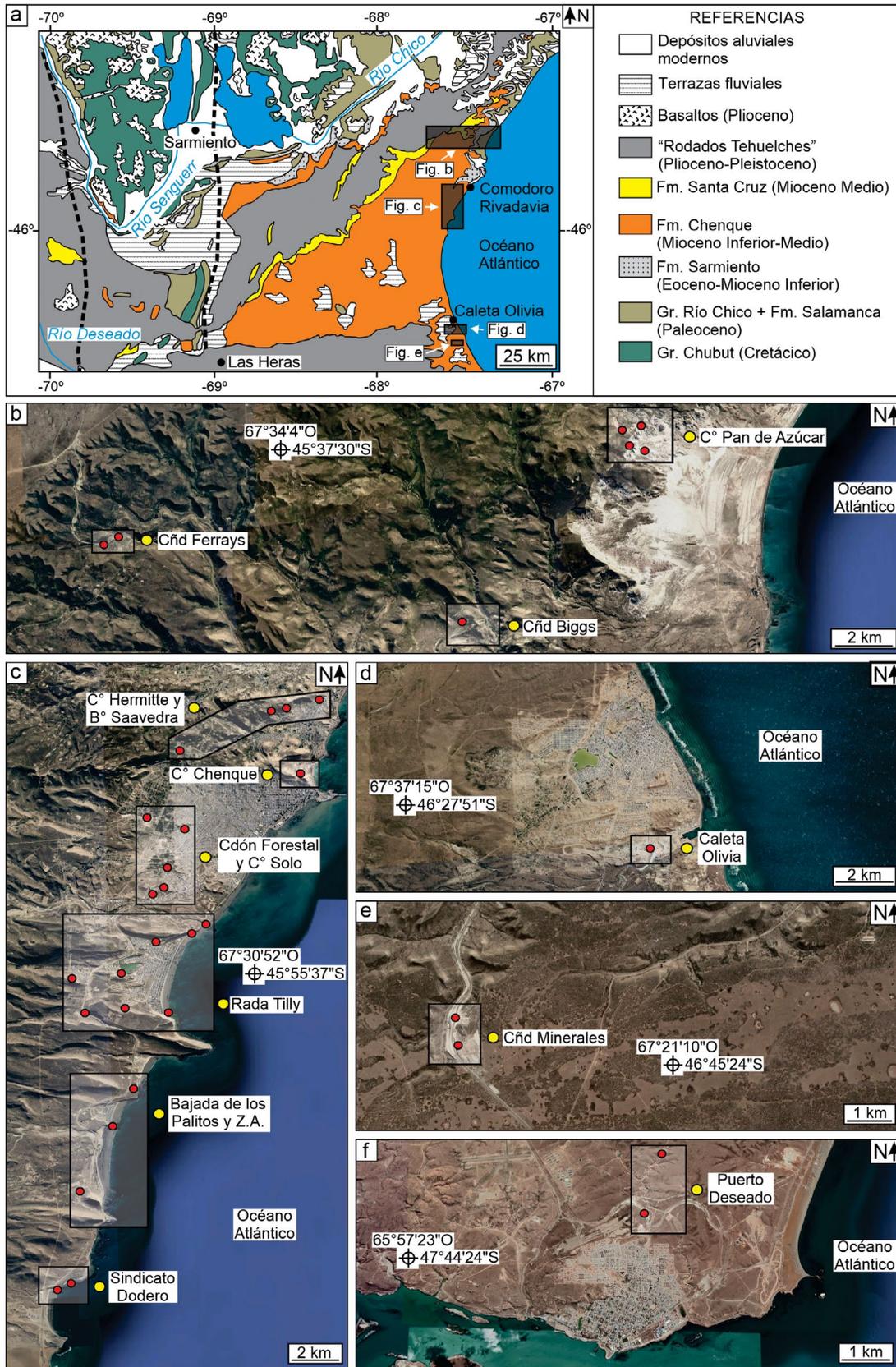


Figura 3. a) Mapa geológico de la cuenca del Golfo San Jorge (tomado de Oporto y Paredes 2022); b) Cañadón Ferrays, Cañadón Biggs y Cerro Pan de Azúcar; c) Comodoro Rivadavia (Cerro Hermitte y Barrio Saavedra, Cerro Chenque, y Cordón Forestal y Cerro Solo), Rada Tilly, Bajada de los Palitos y Sindicato Dodero; d) Caleta Olivia; e) Cañadón Minerales; f) Puerto Deseado.

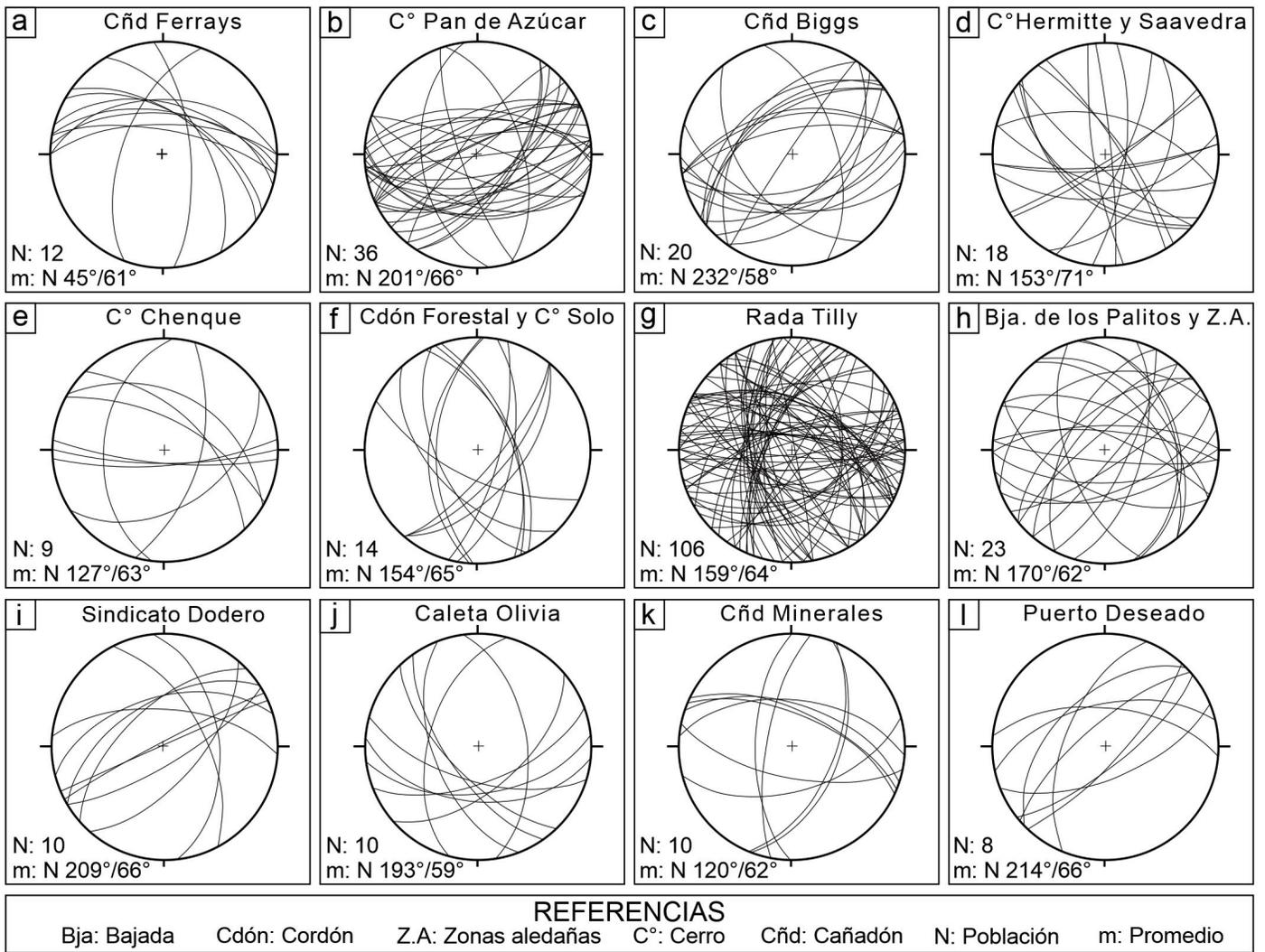


Figura 4. Representación de fallas normales mesoscópicas para cada localidad en proyecciones estereográficas (equiareales, hemisferio inferior): a) Cañadón Ferrays; b) Cerro Pan de Azúcar; c) Cañadón Biggs; d) Cerro Hermitte y Barrio Saavedra; e) Cerro Chenque; f) Cordón Forestal y Cerro Solo; g) Rada Tilly; h) Bajada de los Palitos; i) Sindicato Dodero; j) Caleta Olivia; k) Cañadón Minerales; l) Puerto Deseado.

familia orientada con alto ángulo a transversal a las previas (Fig. 4a-i). Los valores de *rake*, obtenidos de estrías del plano de falla son de 85-90° (n= 276) (Fig. 5d) y, por tanto, son fallas con desplazamiento de inclinación dominante (Diraison et al. 1998). Se descartaron las mediciones sobre corrimientos mesoscópicos (n= 3), ya que interpretamos que responden a una variación local y aislada del campo de esfuerzo (Destro 1995, Destro et al. 2003) y tres (3) datos de fallas mesoscópicas con desplazamiento lateral dominante.

Características de la zona de daño: La mayoría de las fallas estudiadas no desarrollan zonas de daño amplias, tienen continuidad lateral métrica y se asocian a zonas de daño de *tip* y de pared (*sensu* Kim et al. 2004). Presentan fallas menores y diaclasas paralelas, conjugadas y oblicuas a la falla principal, con espaciado menor a 1 metro. De forma subordinada, se reconocen pliegues asociados a las fallas, tales

como anticlinales de arrastre normal que culminan hacia el plano de falla (Fig. 5c) y monoclinales por propagación (Fig. 5f). El desarrollo de pliegues de arrastre junto con fallas secundarias ocurre como resultado de arrastre friccional a lo largo de la superficie de falla (Hatcher 1994, Japas et al. 2008). En cambio, los monoclinales se asocian a la propagación vertical o lateral de fallas normales ciegas, con deformación más allá de la línea de desplazamiento nulo (White y Crider 2006, Conneally et al. 2017). Los pliegues y fallas normales menores responden a eventos de deformación continua y discontinua (Childs et al. 2017). Además, en la localidad de Cerro Pan de Azúcar (ubicación en Fig. 3), se identificaron geometrías de *graben* y *horst* en el bloque de techo de la Falla Pan de Azúcar (~ 50 m de rechazo vertical, Giacosa et al. 2004), dispuestas de forma ortogonal a la falla normal megascópica.

Características de la zona de núcleo: En la mayoría de

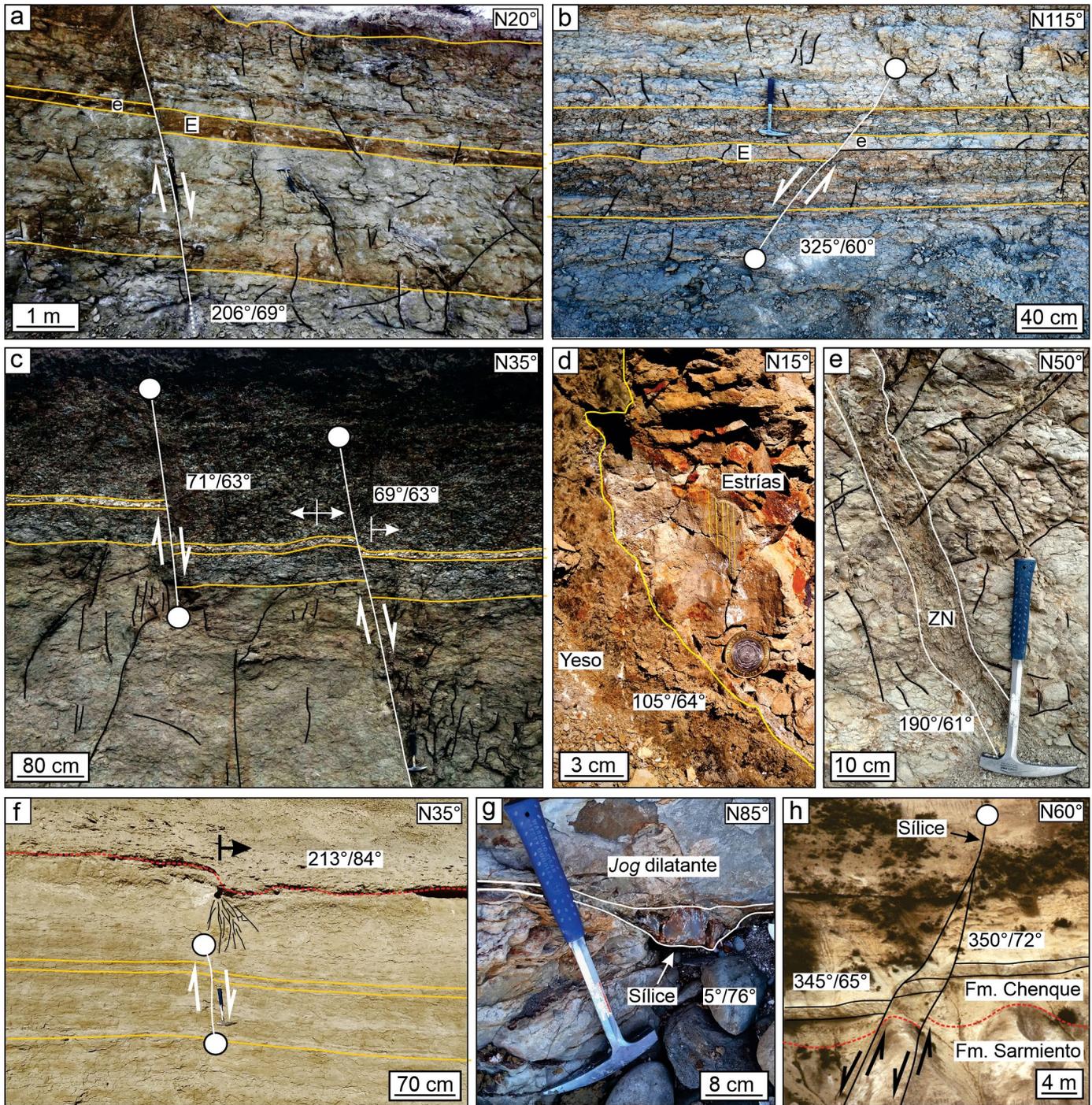
las fallas identificadas, la zona de núcleo presenta configuración simple, conformada por un único plano de falla que concentra la deformación (Faulkner et al. 2010). Pueden presentar minerales de yeso (Fig. 5d), con fibras creciendo de forma perpendicular al plano de falla y potencia variable entre 0.5 a 3 centímetros. La presencia de yeso en los planos de falla sugiere condiciones de alteración sulfato-ácidas o acidificación de rocas silicatadas (Hemley et al. 1969, Heald et al. 1987, Giacosa et al. 2003, 2004), posiblemente asociada a la filtración de aguas meteóricas ricas en sulfato (García-Ruiz et al. 2007). Desde el punto de vista dinámico, los minerales de yeso dispuestos de forma perpendicular al plano de falla se asocian a fracturas cizallantes-extensionales (Sibson 1990), condiciones también evidenciadas por ángulos altos de inclinación de las fallas (Giacosa et al. 2003, 2004). Los procesos de desplazamiento por cizalla y fracturación extensional se vinculan con fracturas híbridas, siendo su presencia más común en niveles corticales someros, donde los esfuerzos confinantes son menores (Ferrill y Morris 2003). Los cristales de yeso dispuestos de forma oblicua al plano de falla se producen por eventos combinados de apertura y desplazamiento (Sibson 1990). Interpretaciones alternativas acerca de las fibras de yeso orientadas de esta manera sugieren crecimiento sintectónico, de modo que la orientación de los cristales de yeso se utiliza para determinar la dirección de apertura a partir de venas (Durney y Ramsay 1973, Philipp 2008). Raramente, la zona de núcleo presenta arcillitas cataclásticas alteradas de color gris (Fig. 5e), verde o amarillo, con espesores inferiores a 19 centímetros. Este tipo de relleno del plano de falla sugiere una componente de desplazamiento normal al plano de falla, y una contribución minoritaria de fracturación extensional (Giacosa et al. 2003, 2004). También se reconocen planos rellenos con sílice y geometría sigmoidal (*jogs* dilatacionales) (Fig. 5g) con ancho variable entre 9 y 21 centímetros, y minerales de calcita, con potencia inferior a 7 centímetros. Los *jogs* dilatacionales compuestos de sílice amorfa se producen por deslizamiento a lo largo de un plano de fractura curvo, en donde precipitan minerales a partir de circulación hidrotermal de fluidos (Sibson 2000, Bons y Druguet 2007). Dado que los minerales que conforman el relleno de los *jogs* dilatacionales conservan estrías, se interpreta que las fallas eran activas mientras circulaban soluciones de baja solubilidad (Craddock et al. 2019). Estudios previos (Giacosa et al. 2003, 2004) sugieren eventos de fracturación híbrida que generan desplazamiento vertical con apertura y precipitación de fluidos hidrotermales de baja temperatura mediante el mecanismo de falla-válvula (Sibson 1990), siendo particularmente efectivo en el contacto de las formaciones Sarmiento y Chenque.

Fallas sinsedimentarias: Es relativamente común ($n=155$) que los depósitos adyacentes a las fallas presenten mayor espesor de los estratos en el bloque de techo (Fig. 5a y b), con geometría lenticular o en cuña suave (Fig. 5a). En estas estructuras, los valores de índice de expansión (Thorsen 1963) oscilan entre 1.04 a 6.8, asociados a estratos con espesores inferiores a 3 metros. Los depósitos con mayor espesor en el bloque bajo se interpretan como estratos de crecimiento (*growth strata*) y configuran fallas sinsedimentarias (Childs et al. 2003), producidas a partir de sedimentación contemporánea a la actividad tectónica (Petersen et al. 1992, Morley 1999, Childs et al. 2017). Estos cambios de espesor, aunque modificados ligeramente por compactación o erosión, permiten determinar las etapas de crecimiento individual de cada falla (Fossa-Mancini, 1935, Petersen et al. 1992, Childs et al. 2003). Giacosa et al. (2003, 2004) reconocieron el desarrollo de fallas sinsedimentarias mesoscópicas en la primera secuencia depositacional de la Formación Chenque, en tanto que en este estudio se identificaron estas estructuras en la primera, segunda y quinta secuencia depositacional de la Formación Chenque (Fig. 1d).

Fallas postdeposicionales: Por otro lado, se registran fallas sin cambios de espesor a ambos lados del plano ($n=121$), con valores de índice de expansión de 1 (Fig. 5c). Los valores cercanos a 1 del índice de expansión sugieren que las discontinuidades se habrían formado en el subsuelo y sin afectar la superficie depositacional contemporánea, siendo coetáneas con la depositación de secciones más jóvenes de la Formación Chenque, o asociadas a fallamiento postdeposicional (Watterson 1986, Baudon y Cartwright 2008). En este caso, puede tratarse de fallas ciegas (Childs et al. 2003) con actividad sincrónica con la sedimentación, y la ocurrencia de monoclinales por propagación podría dar indicio de su actividad (Hunt et al. 2002, Kosa y Hunt 2005) (Fig. 5f). Este tipo de estructuras se ha identificado en la primera, segunda, tercera y cuarta secuencia depositacional de la Formación Chenque, y posiblemente ocurran en la quinta secuencia depositacional (Giacosa et al. 2003, 2004).

Dimensiones de las fallas

El rango del ancho de la zona de núcleo de las fallas mesoscópicas varía entre 0.5 y 21 centímetros, y los valores de desplazamiento oscilan entre 0.01 a 4 metros. A partir de estos datos se estiman los valores mínimos y máximos del desplazamiento y la longitud de las fallas. Scholz (1987, 2002) establecen que $A = D \times 10^{-2}$, donde A es el ancho de la zona de núcleo y D es el desplazamiento de la falla. Por tanto, el rango de desplazamiento a partir de cálculos con información de campo, oscilaría entre 0.5 a 21 metros. Kim y Sanderson



REFERENCIAS

E: Mayor espesor e: Menor espesor ZN: Zona de Núcleo ○ Tip de falla \ Diaclasas y fracturas H Monoclonal \leftrightarrow Anticlonal

Figura 5. a-b) Fallas normales sinsedimentarias con índices de expansión de 1.86 y 1.28, respectivamente; c) Falla normal postdeposicional con pliegues por arrastre; d) Estrias conservadas en plano de falla con valor de *rake* de 90° y minerales de yeso que crecen de forma perpendicular al plano de falla; e) Zona de núcleo rellena con arcillita cataclástica; f) Falla normal con desarrollo de monoclonal por propagación por encima del tip de falla; g) Zona de núcleo con jog dilatacional relleno de sílice; h) Fallas normales que ponen en contacto a las formaciones Chenque y Sarmiento (Cañadón Biggs). En todas las fotos, la longitud de la piqueta es de 41 centímetros y el diámetro de la moneda es de 2.5 centímetros.

(2005) indican que $D_{max}/L = 1/30$, donde D_{max} es el desplazamiento máximo y L es la longitud del plano de falla. Los valores obtenidos sugieren que la longitud de los planos de

fallas debería variar entre 0.3 y 120 metros. A partir de la información obtenida de manera analítica y tomada en campo, los valores extremos para los desplazamientos de las fallas

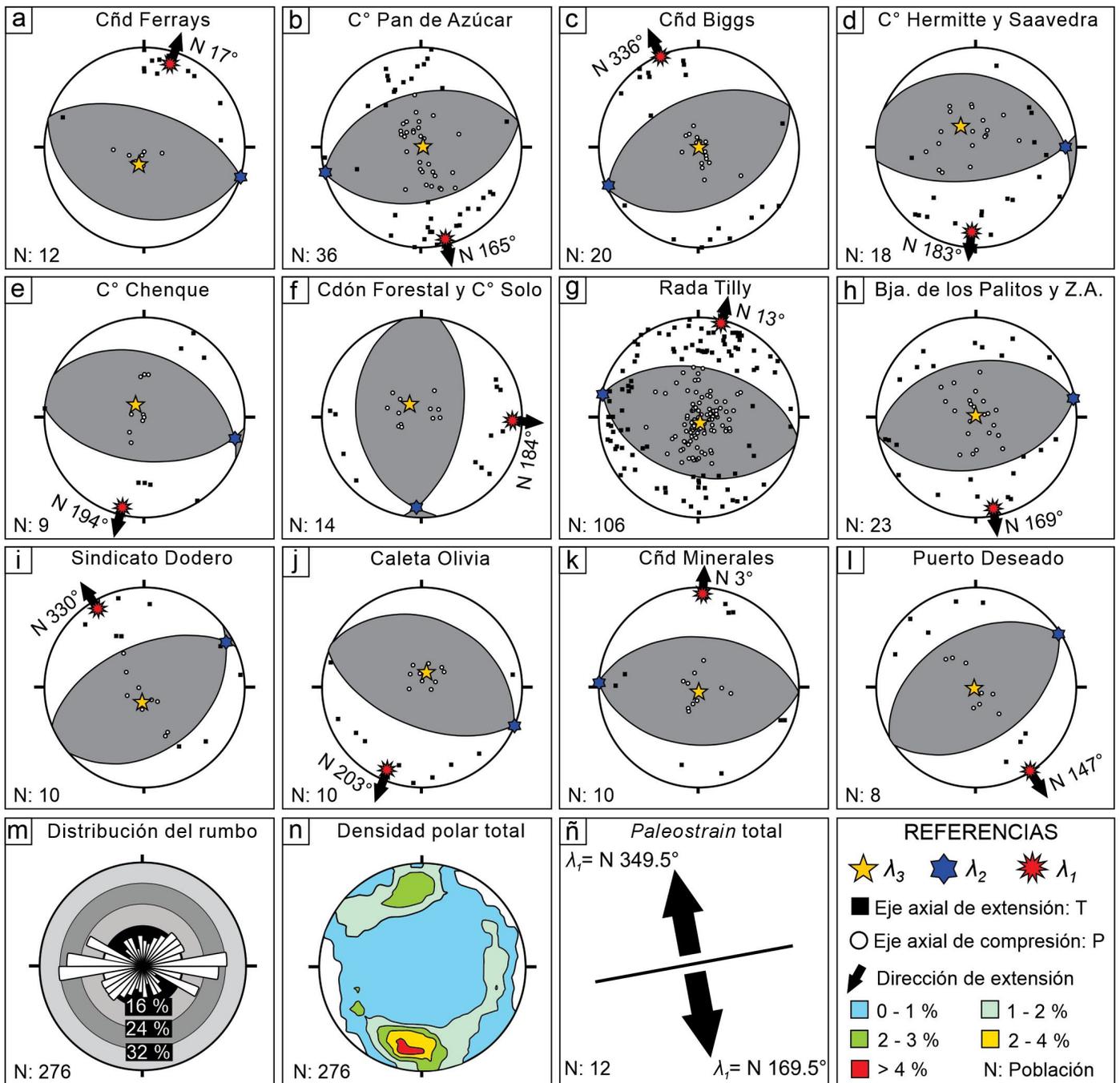


Figura 6. Diagramas estereográficos de áreas igual para ejes P-T, y cálculo de dirección de extensión promedio (λ_1) para figura a-l: a) Cañadón Ferrays; b) Cerro Pan de Azúcar; c) Cañadón Biggs; d) Cerro Hermitte y Barrio Saavedra; e) Cerro Chenque; f) Cordón Forestal y Cerro Solo; g) Rada Tilly; h) Bajada de los Palitos y Z.A.; i) Sindicato Dodero; j) Caleta Olivia; k) Cañadón Minerales; l) Puerto Deseado; m) Diagrama de rosas para el total de las mediciones en el Sector Oriental; n) Gráfico de densidad polar para el total de las medidas; ñ) Cálculo de *paleostain* para el Flanco Norte, Centro de Cuenca y Flanco Sur.

fluctúan entre 0.01 y 21 metros.

Cálculo de *paleostain* y fábrica estructural

El análisis geométrico de cada localidad muestra una a dos familias de fallas mesoscópicas principales con amplia dispersión de rumbos, y, de manera secundaria, se registra una familia dispuesta de manera oblicua a transversal respecto a las anteriores (Fig. 4a-i). Por este motivo, se llevó

a cabo un estudio de los campos de deformación local (en las 12 localidades), a partir de las orientaciones y sentido del desplazamiento de las fallas (Marrett y Allmendinger 1990). De esta forma, se obtuvieron los ejes de acortamiento y extensión (P y T) de los planos con estrías que estiman los ejes principales del elipsoide de deformación (Giambiagi et al. 2009). Por otro lado, se determinó la dirección de extensión regional (del conjunto de localidades) según el valor promedio

Cuadro 1. Localidades estudiadas con sus respectivos valores de ejes de deformación (λ_3 , λ_2 y λ_1).

| Localidad (<i>bearing/plunge</i>) | λ_3 | λ_2 | λ_1 |
|--|-------------|-------------|-------------|
| Cañadón Ferrays | 198°/75° | 107°/0° | 17°/15° |
| Cerro Pan de Azúcar | 72°/89° | 255°/1° | 164°/0° |
| Cañadón Biggs | 153°/86° | 246°/0° | 336°/4° |
| Cerro Hermitte y Barrio Saavedra | 325°/69° | 89°/12° | 183°/17° |
| Cerro Chenque | 342°/78° | 103°/9° | 195°/8° |
| Cordón Forestal y Cerro Solo | 315°/75° | 184°/10° | 92°/11° |
| Rada Tilly | 162°/85° | 283°/3° | 13/4° |
| Bajada de los Palitos y zonas aledañas | 327°/89° | 79°/0° | 169°/1° |
| Sindicato Dodero | 187°/77° | 61°/8° | 330°/10° |
| Caleta Olivia | 18°/77° | 113°/1° | 203°/13° |
| Cañadón Minerales | 174°/86° | 273°/1° | 3°/3° |
| Puerto Deseado | 242°/88° | 57°/2° | 147°/0° |
| <i>Paleostrain total</i> | vertical | 259.5° | 349.5° |

de las direcciones de extensión de cada localidad, obteniendo un valor de N 349.5° (Fig. 6ñ). Los valores locales de la dirección de extensión en cada sector analizado (Fig. 6a-l), varían del NNO-SSE a NNE-SSO, con una dirección de extensión subordinada hacia el ESE-ONO (Fig. 6f). En el Cuadro 1 se resumen los valores de los ejes del campo de deformación (λ_1 , λ_2 y λ_3), para cada localidad analizada y para el Sector Oriental de la cuenca del Golfo San Jorge en su conjunto.

Las orientaciones promedio de las distintas poblaciones y familias de fallas del Sector Oriental se presentan mediante un diagrama de rosas (Fig. 6m), destacando una familia de fallas principales con dirección media que varía de ENE-OSO hacia el ESE-ONO, y de manera subordinada fallas que se orientan hacia el NO-SE y NE-SO, y una familia de fallas orientadas al NNO-SSE y N-S. Los gráficos de densidad polar (Fig. 6n) demuestran superioridad numérica de fallas normales mesoscópicas con orientación variable desde el ENE-OSO y hacia el ESE-ONO, representadas por polígonos rojos, amarillos y verdes. Los colores grises y azules demuestran la amplia dispersión de rumbo de las mediciones, sugiriendo que el valor regional de la dirección de extensión calculada para el Mioceno Inferior-Medio es consistente con la distribución de orientaciones del total de las fallas mesoscópicas (Fig. 6ñ). La información que brinda el diagrama de rosas (Fig. 6m) corresponde a un promedio general de la sumatoria de todos los afloramientos. La figura 7 muestra las orientaciones de la dirección de extensión calculada para cada localidad, y la posición de las fallas normales megascópicas reconocidas previamente (Fossa-Mancini 1935, Giacosa et al. 2003, 2004, Sciutto et al. 2000, 2008), así como los lineamientos fotogeológicos. En general, las fallas normales megascópicas se orientan en sentido semi-ortogonal a la di-

rección de extensión calculada en cada localidad. Desde un punto de vista regional, la dirección de máximo estiramiento durante el Mioceno Inferior-Medio es aproximadamente N-S ($\lambda_1 = N 349,5^\circ$), oscilando de manera local hacia el NNO-SSE o NNE-SSO. Sin embargo, en la localidad de Cordón Forestal y Cerro Solo se registran direcciones locales de extensión hacia el ESE-ONO (Fig. 7c), dispuesta de forma semi-ortogonal a una estructura de subsuelo reconocida en Leibold (1934) y Fossa-Mancini (1935). Las orientaciones semi-ortogonales de las fallas megascópicas y las direcciones de extensión de cada localidad se producen por una distorsión del *paleostrain* regional que concentra la deformación en las estructuras megascópicas. Además, esta coincidencia de orientaciones se asocia con la fábrica estructural previa de la cuenca (por ej. Japas et al. 2008, Perrone et al. 2011), mostrando un comportamiento fractal a escala regional y local. Por último, las fallas mesoscópicas y megascópicas miocenas son el resultado de tectónica extensional con deformación no rotacional (*sensu* Ramsay y Huber 1983), con reactivación tectónica de las fallas megascópicas mesozoicas-paleocenas.

DISCUSIÓN

Análisis mecánico de fallas

Giacosa et al. (2003, 2004), reconocen en la Formación Chenque fallas con inclinaciones mayores a los 60° teóricos para fracturas de cizalla en materiales no deformados (Anderson 1951) y ángulos inferiores a los 90° de la inclinación teórica de fracturas extensionales. Por tanto, las condiciones mecánicas para la generación de fallas sugieren contextos particulares de esfuerzo diferencial ($\sigma_1 - \sigma_3$), oscilantes entre

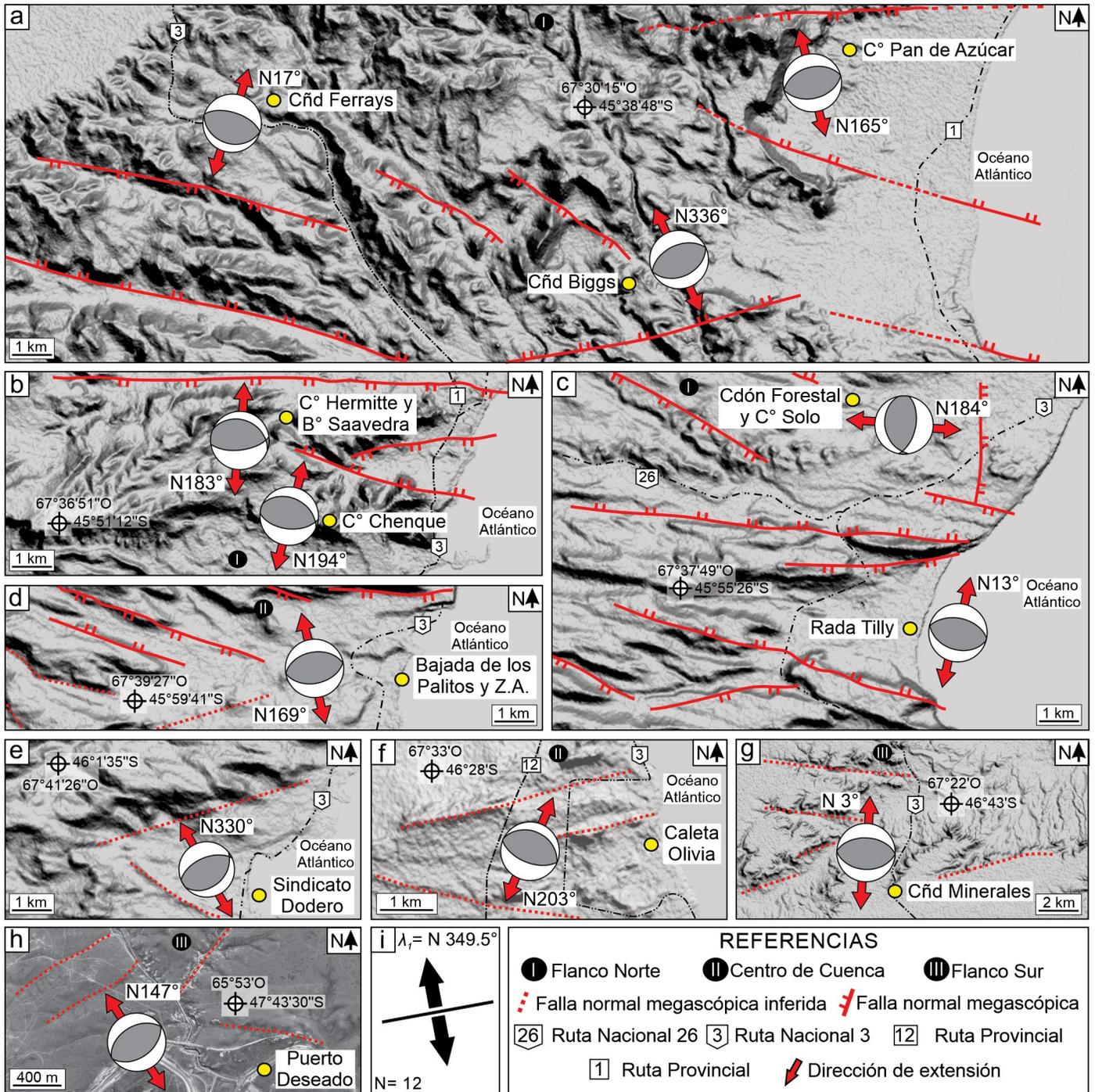


Figura 7. Modelo de elevación digital con valores de dirección de extensión (eje T) para las doce localidades analizadas en el Sector Oriental. Notar la perpendicularidad entre la dirección de extensión y el rumbo de las estructuras megascópicas: a) Cañadón Ferrays, Cerro Pan de Azúcar y Cañadón Biggs; b) Cerro Hermitte y Barrio Saavedra, y Cerro Chenque (Flanco Norte); c) Cordon Forestal y Cerro Solo, y Rada Tilly (Flanco Norte); d) Bajada de los Palitos (Centro de Cuenca); e) Sindicato Dodero (Centro de Cuenca); f) Caleta Olivia (Centro de Cuenca); g) Cañadón Minerales (Flanco Sur); h) Puerto Deseado; i) Cálculo de *paleostain* para el Sector Oriental.

4 y 6 veces la resistencia tensil de la roca. Los datos de este estudio, obtenidos de un número mayor de fallas y sobre un área mayor, indican que los valores de inclinación para las estructuras mesoscópicas son de medio a levemente alto ángulo (59° a 76°) (ver Fig. 4) y con comportamiento de desplazamiento-apertura, siendo probable que el esfuerzo diferencial

sea igual o menor a 8 veces la resistencia tensil (Phillips 1972).

El rol de las estructuras previas

Las fallas previas y otras discontinuidades de la corteza terrestre son factores adicionales que influyen en el desarrollo del estilo estructural de las cuencas, ya que éstas son pro-

pensas a la reactivación tectónica (Nemçock et al. 2005, Viola et al. 2012). Aunque esta investigación aborda un estudio de *paleostrain*, no se obtuvieron datos de fallas megascópicas previas, ya que los análisis de *paleostress* las evitan debido a que la distribución de los planos de debilidad recizallados no proporcionan datos concluyentes sobre la orientación del campo de esfuerzo imperante (Angelier 1994). Por ello, se recopilamos datos de fallas mesoscópicas, muchas próximas a fallas megascópicas, para comparar la orientación del campo de deformación local respecto a las estructuras megascópicas (Segall y Pollard 1980). La utilización de fallas intraformacionales mesoscópicas permite estimar la orientación de los ejes de deformación (Japas et al. 2008, Giambiagi et al. 2009, Perrone et al. 2011), siendo útiles para el análisis cinemático en ambientes estructurales complejos con reactivación de estructuras megascópicas (Giambiagi et al. 2009). Los datos de campo indican que la dirección de estiramiento fluctúa para cada localidad, con una dirección de extensión regional hacia N 349.5°, que es casi ortogonal a la orientación de fallas normales megascópicas del Sector Oriental, definiendo una fase extensional con estiramiento en sentido aproximadamente N-S. Desde la década de 1930, se considera que las fallas megascópicas de subsuelo que alcanzan depósitos cenozoicos del Flanco Norte de la cuenca del Golfo San Jorge podrían condicionar la presencia de estructuras mesoscópicas más jóvenes, las que estarían asociadas a una posible dirección de estiramiento en sentido N-S (Fossa-Mancini 1935). Esta relación también ha sido registrada en rocas paleocenas del Flanco Norte por Foix et al. (2012), quienes las asocian con la orientación de estructuras cretácicas de subsuelo, y en superficie también se mantiene esta afinidad, particularmente para la Formación Chenque (Giacosa et al. 2003, 2004).

Finalmente, siguiendo a Giambiagi et al. (2009), las interpretaciones dinámicas (campo de esfuerzo) se pueden realizar si se asume que los vectores de deslizamiento medidos en las fallas se consideran paralelos al vector de máximo esfuerzo de cizalla. En este caso debe cumplirse que: i) el tensor de esfuerzo es homogéneo, ii) los vectores de cizallamiento y deslizamiento son paralelos, iii) no hay interferencia entre las principales fallas, iv) la deformación es coaxial, y v) la deformación es únicamente acomodada por los movimientos de las fallas (Carey y Brunier 1974, Michael 1984, Marrett y Allmendinger 1990, Twiss et al. 1991, Dupin et al. 1993, Nieto-Samaniego 1998, Twiss y Unruh 1998, Gapais et al. 2000, Blenkinsop 2006). De esta manera, se puede considerar que las direcciones principales del campo de deformación (λ_3 , λ_2 y λ_1) y el campo de esfuerzo (σ_1 , σ_2 y σ_3) disponen sus ejes de manera paralela. Sin embargo, cuando existe control de las estructuras megascópicas sobre el campo de deforma-

ción que produce las fallas mesoscópicas, es posible que no se cumplan todas las premisas. De todas formas, se puede inferir que: i) Individualmente, las fallas de escala mesoscópica muestran orientaciones complejas en relación a estructuras megascópicas, ya que estas últimas perturban el campo de esfuerzo adyacente condicionando la distribución de las primeras (Giambiagi et al. 2009, Lacombe 2012). Estos fenómenos también han sido estudiados mediante modelado experimental y numérico, en las que las perturbaciones mayores se registran hacia los *tips* de las fallas y en zonas de relevo (Homberg et al. 1997, 2010, Sassi y Faure 1997). Los patrones y las desviaciones del campo de esfuerzo suelen ser ligeramente diferentes dependiendo del acoplamiento mecánico, cantidad de desplazamiento horizontal, reología de la zona de falla y partición de la deformación (Lacombe 2012). Consecuentemente, es factible que las estructuras mesoscópicas orientadas de manera oblicua a la familia de fallas mesoscópicas principales (y a las estructuras megascópicas) se correspondan con algunos de los procesos mencionados; y, ii) las familias de fallas mesoscópicas orientadas de forma transversal a fuertemente oblicua a las familias de fallas megascópicas y mesoscópicas principales, visualizadas muchas veces por la superposición de ejes de extensión en el campo compresivo (Fig. 6a, b, c, g, h, i, y k), responden a estructuras no co-lineales que se asocian con procesos de liberación de tensión en los bloques bajos de las fallas megascópicas, a causa de desplazamiento diferencial a lo largo del rumbo. Estas estructuras se distribuyen a lo largo de la traza de las fallas megascópicas y tienen desplazamientos de inclinación, por lo que se descarta su asociación con fallas de transferencia, y se corresponden con fallas de liberación o alivio (Destro 1995, Destro et al. 2003).

Análisis geodinámico

El origen de las grandes fallas neógenas en la cuenca del Golfo San Jorge se vincula con la expresión más somera del sistema extensional intracontinental que se originó durante el Mesozoico y Cenozoico (Figari et al. 1999, Giacosa et al. 2003, 2004), y responde principalmente al condicionamiento ejercido por la fábrica estructural heredada. Las causas de los eventos extensionales cenozoicos se asocian con el *stress* de intraplaca regional y eventos transtensionales vinculados a la rotación diferencial en sentido antihorario de América del Sur (Fitzgerald et al. 1990, Somoza y Zaffarana 2008, Paredes et al. 2013). Muñoz et al. (2000), Encinas et al. (2016, 2018) y Fernández Paz et al. (2019) consideran que la placa de Nazca, durante el Oligoceno Superior-Mioceno Inferior, sufre un retroceso por circulación de una cuña astenosférica, ocasionando un régimen de extensión regional y volcanismo

generalizado en Patagonia. Muñoz et al. (2000) consideran que este evento produce adelgazamiento de la corteza, favoreciendo la transgresión del margen pasivo atlántico. Por otro lado, Bechis et al. (2014) y Fernández Paz et al. (2019) describen en la cuenca de Ñirihuau y sus principales depocentros (Andes Norpatagónicos) sucesiones marinas pacíficas intercaladas con rocas volcánicas, de edad Mioceno Temprano (23-16 Ma), que han sido concomitantes con procesos de tectónica extensional por retroceso de la losa (*rollback* negativo) (Fernández Paz et al. 2019). En tanto, Encinas et al. (2018) y Genge et al. (2022) sugieren una fase tectónica compresiva

durante el Mioceno Inferior-Medio (19/18 a 16 Ma) y sedimentación marina sinorogénica en la Región extra-andina de la Patagonia. Desde el punto de vista geodinámico, durante el Mioceno Inferior, la estructuración de la Región Andina produce el levantamiento de la Faja Plegada San Bernardo por inversión tectónica positiva (Homovic et al. 1995, Peroni et al. 1995, Gianni et al. 2017, entre otros) y la reactivación de fallas transcurrentes, producto de un período de somerización de la losa oceánica subducida, que ocasiona la fragmentación de la cuenca de antepaís miocena (Ramos 2015). Aunque la información sísmica de la Sierra San Bernardo demuestra que

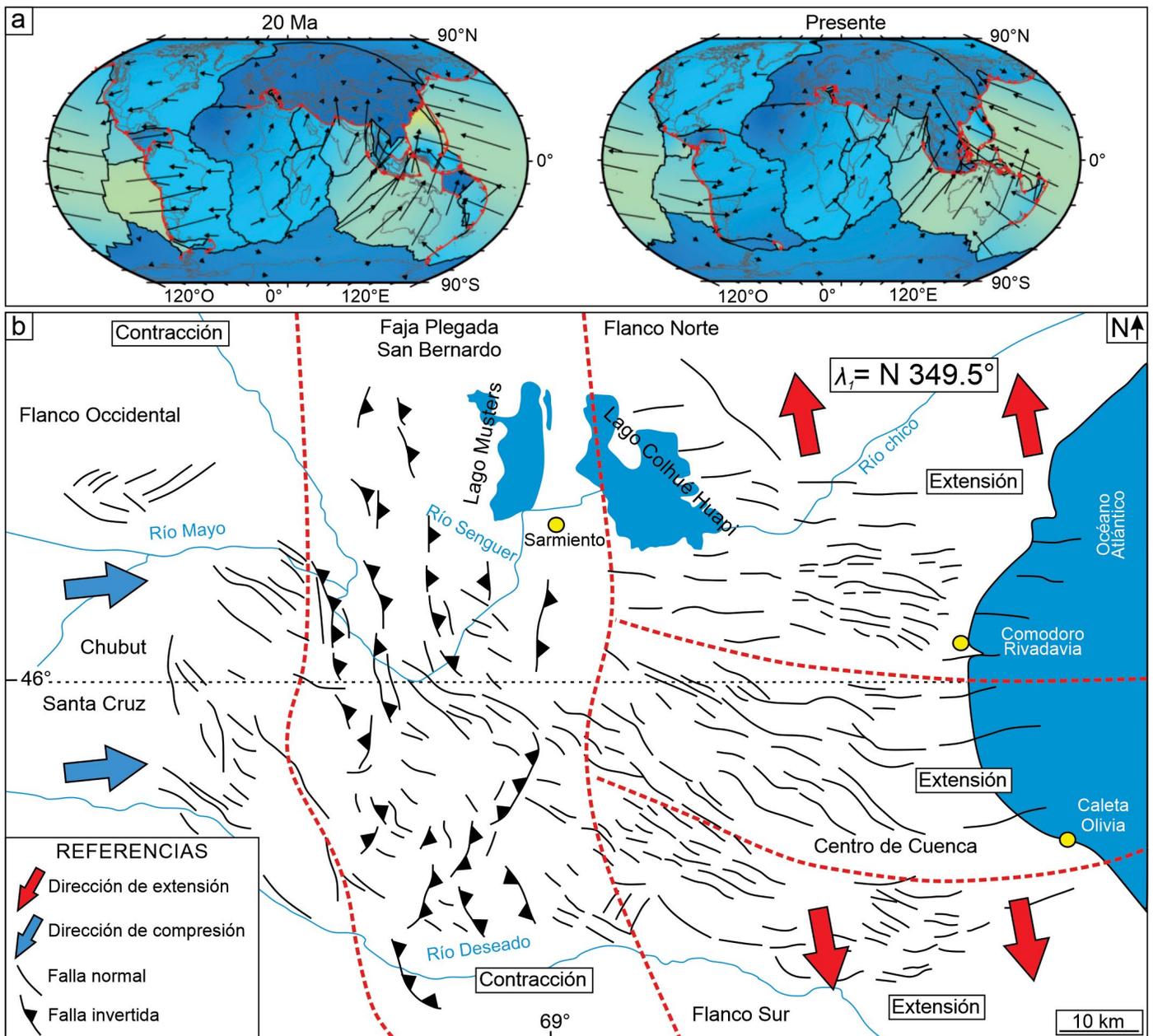


Figura 8. a) Reconstrucción de las velocidades absolutas de las placas tectónicas. Observar la dirección de subducción de la Placa de Nazca por debajo de América del Sur a los 20 Ma y en la actualidad (tomado y modificado de Müller et al. 2016); b) Modelo de compresión no confinada (basado en Ramos 2015) durante el Mioceno Inferior-Medio en la Región Oriental de la cuenca del Golfo San Jorge. Observar la ocurrencia simultánea de eventos de contracción (Flanco Occidental y Faja Plegada San Bernardo) y extensionales (Flanco Norte, Centro de Cuenca y Flanco Sur).

la Formación Chenque contiene depósitos sinorogénicos (Paredes et al. 2006), en el Sector Oriental de la cuenca del Golfo San Jorge la Formación Chenque presenta exclusivamente fallas con cinemática normal asociadas a tectónica extensional. Estas evidencias indican que durante el Mioceno Inferior-Medio el Flanco Occidental y la Faja Plegada San Bernardo se encontraban sometidos a eventos contraccionales y, en contraposición, en el Sector Oriental persistían procesos extensionales (Fig. 8b). Ramos (2015) considera que las debilidades del basamento por su fábrica extensional previa y la existencia de márgenes de cuenca no confinados habrían favorecido al desarrollo de esfuerzos en dirección aproximadamente N-S en el Sector Oriental, producto de la compresión andina en sentido oeste-este para el Cretácico superior. Este modelo se puede extrapolar hasta el Mioceno Inferior-Medio, ya que la dirección de contracción andina es similar (Müller et al. 2016) (Fig. 8a), y la dirección de estiramiento obtenida a partir de estructuras mesoscópicas intraformacionales de la Formación Chenque es de $\lambda_1 = N 349.5^\circ$ para el Sector Oriental de la cuenca del Golfo San Jorge (Fig. 8b). De manera alternativa, Cristallini et al. (2006) proponen que la reactivación y propagación de fallas megascópicas se puede producir a partir de subsidencia diferencial ocasionada por la columna sedimentaria a ambos lados de las estructuras. En este caso, las fallas megascópicas que afectan al basamento y/o depósitos cretácicos, y se extienden hacia los estratos cenozoicos podrían haber sido reactivadas por la carga sedimentaria del margen pasivo cenozoico. De esta forma, la orientación de cada falla megascópica podría controlar el campo de deformación y esfuerzo de manera local, ocasionando múltiples direcciones de extensión, las que se encuentran dispuestas de forma semi-ortogonal a transversal a las estructuras megascópicas de cada localidad analizada.

CONCLUSIONES

En este estudio se identificaron y caracterizaron 276 fallas normales mesoscópicas en la Formación Chenque (Mioceno Inferior-Medio) del Sector Oriental (Flanco Norte, Centro de Cuenca y Flanco Sur) de la cuenca de Golfo San Jorge. Las conclusiones del estudio son las siguientes:

Las fallas normales mesoscópicas presentan geometría planar no rotacional y desplazamientos máximos de 4 m, con valores de *rake* entre 85-90°. Sus zonas de núcleo son en general delgadas (< 21 centímetros), con vetas de sílice, yeso o calcita, en tanto que las zonas de daño tienen anchos centimétricos a métricos y están conformadas por diaclasas y fallas menores con orientación variable, pliegues de arrastre

y monoclinales por propagación. Se diferenciaron 155 fallas sinsedimentarias con índices de expansión entre 1.04 a 6.8.

El análisis geométrico de las fallas mesoscópicas muestra una a dos familias de fallas principales con amplia dispersión de rumbo y, de forma subordinada, se registra una tercera familia orientada de manera oblicua a transversal a las anteriores. Las fallas mesoscópicas se utilizaron para realizar cálculos de los campos de deformación locales, y el promedio de todas las localidades determinó una dirección de extensión regional media hacia N 349.5°. Los resultados se asocian a un régimen extensional con ejes de máximo estiramiento al NNO-SSE a NNE-SSO, y de manera subordinada en dirección ESE-ONO. La dirección de extensión de cada localidad se orienta de manera casi transversal a fallas megascópicas cercanas. El análisis dinámico sugiere que el campo de deformación regional del Sector Oriental de la cuenca del Golfo San Jorge durante el Mioceno Inferior-Medio está distorsionado durante la reactivación de fallas mesozoicas.

Los resultados de este estudio indican que durante el Mioceno Inferior-Medio del Sector Oriental de la cuenca del Golfo San Jorge persistieron condiciones extensionales, en tanto que en el ámbito de la Faja Plegada de San Bernardo y el Flanco Occidental se desarrollaba un contexto compresional.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al Departamento de Geología de la Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco por el uso de equipo instrumental de campo. Se agradece a Isaac Reyes y Débora Iturra por su colaboración durante las campañas de campo. Los autores agradecen las criteriosas y detalladas revisiones realizadas por los/as árbitros/as de la revista, Dra. Florencia Bechis y Dr. José F. Mescua. El estudio ha recibido financiamiento parcial por parte de la UNPSJB (Secretaría de Ciencia y Técnica) a través de los proyectos CIUNPAT 1711 y PDS UNPSJB 2021-2023.

REFERENCIAS

- Allard, J.O., Foix, N., Paredes, J.M., Giacosa, R.E., Bueti, S.A. y Sánchez, F.M. 2021. Estructura y tectónica de las cuencas de Cañadón Asfalto y Golfo San Jorge. En: Giacosa, R.E. (Ed.) XXI Congreso Geológico Argentino, Relatorio de la provincia del Chubut, E2, 1238-1292, Puerto Madryn.
- Allmendinger, R.W. 2001. FaultKinWin, Version 8. A Program for Analyzing Fault Slip Data for Windows Computers.
- Anderson, E.M. 1951. The Dynamics of Faulting. (2° Ed.) Oliver & Boyd,

- Edinburgh: 1-191.
- Angelier, J. 1994. Fault analysis and paleostress reconstruction. En: Hancock, P.L. (Ed.), *Continental Deformation*. Pergamon Press: 53-100, New York.
- Barcat, C., Cortiñas, J.S., Nevistic, V. y Zucchi, H.E. 1989. Cuenca Golfo San Jorge. En: Chebli, G.A. y Spalletti, L.A. (Eds.), *Cuencas Sedimentarias Argentinas. Serie de Correlación Geológica*, vol. 6, 319-345 (San Miguel de Tucumán).
- Baudon, C. y Cartwright, J.A. 2008. 3D seismic characterization of an array of blind normal faults in the Levant Basin, Eastern Mediterranean. *Journal of Structural Geology* 30(6): 746-760.
- Bates, R.L. y Jackson, J.A. 1980. *Glossary of Geology*, 2nd Edition: Falls Church, Virginia, American Geological Institute, 1-751.
- Bechis, F., Encinas, A., Concheyro, A., Litvak, V.D., Aguirre-Urreta, B. y Ramos, V.A. 2014. New age constraints for the Cenozoic marine transgressions of northwestern Patagonia, Argentina (41–43 S): Paleogeographic and tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences* 52, 72-93.
- Bellosi E.S. 1990. Formación Chenque: Registros de la transgresión patagónica (Terciario medio) de la cuenca San Jorge. Argentina. 11º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 57-60, San Juan.
- Bellosi, E.S. 1995. Paleogeografía y cambios ambientales de la Patagonia Central durante el Terciario Medio. *Boletín de Informaciones Petroleras* 44: 50-83, Buenos Aires.
- Bellosi, E.S. 2010. Physical stratigraphy of the Sarmiento Formation (middle Eocene – lower Miocene) at Gran Barranca, central Patagonia. En: Madden, R.H., Carlini, A.A., Vucetich, M.G. y Kay, R.F. (Eds.) *The Paleontology of Gran Barranca: Evolution and Environmental Change through the Middle Cenozoic of Patagonia*. Cambridge University Press, p. 19-31.
- Blenkinsop, T.G. 2006. Kinematic and dynamic fault slip analyses: implications from the surface rupture of the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake. *Journal of Structural Geology* 28: 1040-1050.
- Bons, P.D. y Druguet, E. 2007. Some misleading boudin-like structures. *Geogaceta* 41: 31-34.
- Carey, E. y Brunier, B. 1974. Analyse théorique et numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles. *Comptes Rendus Académie des Sciences Paris* 279: 891-894.
- Chelotti, L. 1996. Evolución Tectónica de la Cuenca del Golfo San Jorge en el Cretácico y Terciario: Algunas Observaciones desde la Interpretación sísmica. *Boletín de Informaciones Petroleras* 49: 63-82.
- Childs, C., Nicol, A., Walsh, J.J. y Watterson, J. 2003. The growth and propagation of synsedimentary faults. *Journal of Structural Geology* 25(4): 633-648.
- Childs, C., Holdsworth, R.E., Jackson, C.A.L., Manzocchi, T., Walsh, J.J. y Yielding, G. 2017. Introduction to the geometry and growth of normal faults. *Geological Society of London, Special Publications* 439: 1-9.
- Craddock, J.P., Malone, D.H., Wartman, J., Kelly, M.J., Liu, Junlai, Busolotto, M., Invernizzi, C., Knott, J. y Porter, R. 2019. Calcite twinning strains from syn-faulting calcite gouge: small-offset strike-slip, normal and thrust faults. *International Journal of Earth Sciences* 109(1): 1-42.
- Cristallini, E.O., Bottesi, G., Gavarrino, A., Rodriguez, L., Tomezzoli, R.N. y Comeron, R. 2006. Synrift geometry of the Neuquén Basin in the northeastern Neuquén Province, Argentina. En: Kay, S.M. y Ramos, V.A. (Eds.) *Evolution of the Andean margin: a tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39° S lat)* Geological Society of America Special Paper 407: 147-161.
- Conneally, J., Childs, C. y Nicol, A. 2017. Monocline formation during growth of segmented faults in the Taranaki Basin, offshore New Zealand. *Tectonophysics*, 721: 310-321.
- Cuitiño, J.I., Scasso, R., Ventura Santos, R. y Mancini, L. 2015. Sr ages for the Chenque Formation in the Comodoro Rivadavia region (Golfo San Jorge basin, Argentina): stratigraphic implications. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 22 (1): 3-12.
- Destro, N. 1995. Release fault: A variety of cross fault in linked extensional fault systems, in the Sergipe-Alagoas Basin, NE Brazil. *Journal of Structural Geology* 17(5): 615-629.
- Destro, N., Szatmary, P., Alkmim, F.F. y Magnavita, L.P. 2003. Release faults, associated structures, and their control on petroleum trends in the Reconcavo rift, northeast Brazil. *AAPG Bulletin* 87: 1123-1144.
- Diraison, M., Cobbold, P.R., Rossello, 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(6): 519-532.
- Dunn, R.E., Madden, R., Kohn, M., Schmitz, M., Strömberg, C., Carlini, A.A., Ré, G. y Crowley, J. 2013. A new chronology for middle Eocene – early Miocene South American Land Mammal Ages. *Geological Society of America Bulletin* 125: 539-555.
- Dupin, J.M., Sassi, W. y Angelier, J. 1993. Homogeneous stress hypothesis and actual fault slip: a distinct element analysis. *Journal of Structural Geology* 15: 1033-1043.
- Durney, D.W. y Ramsay, J.G. 1973. Incremental strains measured by syn-tectonic crystal growth. En: de Jong, K.A., Scholten, R (Eds.), *Gravity and Tectonics*, 67-96, New York, Wiley.
- Encinas, A., Folguera, A., Oliveros, V., De Girolamo Del Mauro, L., Tapia, F., Rizzo, R., Hervé, F., Finger, K. L., Valencia, V. A., Gianni, G. M. y Álvarez, O. 2016. Late Oligocene–Early Miocene submarine volcanism and deep marine sedimentation in an extensional basin of southern Chile: implications on the tectonic development of the North Patagonian Andes. *Geological Society of America Bulletin* 128(5-6): 807-823.
- Encinas, A., Folguera, A., Bechis, F., Finger, K. L., Zambrano, P., Pérez, F., Bernabé, P., Tapia, F., Rizzo, R., Buatois, L., Orts, D., Nielsen, S. N., Valencia, V., Cuitiño, J., Oliveros, V., De Girolamo Del Mauro, L. y Ramos, V. 2018. The late Oligocene-early Miocene marine transgression of Patagonia. En: Folguera et al. (Ed.), *The making of the Chilean-Argentinian Andes*, p. 443-471, Springer, Berlin.
- Faulkner, D.R., Jackson, C.A.L., Lunn, R.J., Schlische, R.W., Shipton, Z.K., Wibberley, C.A. J. y Withjack, M.O. 2010. A review of recent de-

- velopments concerning the structure, mechanics and fluid flow properties of fault zones. *Journal of Structural Geology* 32(11): 1557-1575.
- Fernández Paz, L., Bechis, F., Litvak, V.D., Echaurren, A., Encinas, A., González, J., Lucassen, F., Oliveros, V., Valencia, V. y Folguera, A. 2019. Constraints on trenchward arc migration and backarc magmatism in the North Patagonian Andes in the context of Nazca Plate Rollback. *Tectonics* 38(11), 3794-3817.
- Ferrill, D.A. y Morris, A.P. 2003. Dilational normal faults. *Journal of Structural Geology* 25: 183-196.
- Feruglio, E. 1930. Observaciones acerca de un trabajo del Ing. T. Serghiescu sobre la región petrolífera de Comodoro Rivadavia. *Boletín de Informaciones Petroleras* 7(73): 833-862.
- Feruglio, E. 1949. Descripción geológica de la Patagonia. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 2: 1-349. Buenos Aires.
- Figari, E.G., Cid de la Paz, M.S. y Laffitte, G. 1996. Neocomian half graben in the western San Jorge Basin, Argentina: petroleum systems, origin and tectonic inversion. *AAPG Bulletin* 80: 1289-1290.
- Figari, E., Stelkov, E.E., Laffitte, G., Cid de la Paz, M., Courtade, S., Celaya, J., Vottero, A., Lafourcade, P., Martínez, R. y Villar, H. 1999. Los sistemas petroleros de la Cuenca del Golfo San Jorge: Síntesis estructural, estratigráfica y geoquímica. En: 4° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, p. 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. *AAPG Bulletin* 74 (6): 879-920.
- Foix, N., Paredes, J.M. y Giacosa, R.E. 2008. Paleo-earthquakes in passive-margin settings, an example from the Paleocene of the Golfo de San Jorge Basin, Argentina. *Sedimentary Geology* 205: 67-78.
- Foix, N., Paredes, J.M. y Giacosa, R.E. 2012. Upper Cretaceous-Paleocene extensional phase in the Golfo San Jorge basin (Argentina): Growth-fault model, paleoseismicity and paleostress analysis. *Journal of South American Earth Sciences* 33: 110-118.
- Foix, N., Krause, J.M., Bellosi, E.S. y Raigemborn, M.S. 2021. Sedimentitas paleozoicas y neógenas del margen Atlántico. En: Giacosa, R.E. (Ed.) XXI Congreso Geológico Argentino, Relatorio de la provincia del Chubut, B16, p. 489-521, Puerto Madryn.
- Flores, M. 1954. Levantamiento geológico-estructural entre Cerro Dragón y Cañadón Grande, Chubut. Y.P.F. Informe inédito.
- Fossen, H. 2010. *Structural Geology*, Cambridge University Press, 1-457.
- Fossa-Mancini, E. 1931. Fallas y petróleo en la antigua Zona de Reserva Fiscal de 5.000 hectáreas de Comodoro Rivadavia. *Boletín de Informaciones Petroleras* 8(84): 539-560.
- Fossa-Mancini, E. 1932. Faults in Comodoro Rivadavia oilfield, Argentina. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin* 16(6): 556-576.
- Fossa-Mancini, E. 1935. Las fallas de Comodoro Rivadavia en los estratos petrolíferos y en los afloramientos. *Boletín de Informaciones Petroleras* 12(136): 65-95.
- Gapais, D., Cobbold P., Bourgeois O., Rouby D. y Urreiztieta, M. 2000. Tectonic significance of fault-slip data. *Journal of Structural Geology* 22: 881-888.
- García-Ruiz, J.M., Villasuso, R., Ayora, C., Canals, A. y Otálora, F. 2007. Formación de megacristales naturales de yeso en Naica, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 59(1): 63-70.
- Genge, M. C., Zattin, M., Witt, C., Derycke, A., Gautheron, C., Mazzoli, S., Petrelli, M., Congé, N., Bosch, D., Bruguier, O. y Marquez, M. 2022. Denudation of the Cordillera and intraplate belt in Central Patagonia inferred by detrital multi-dating of foreland basin deposits. *Sedimentary Geology*, 440, 106237.
- Giacosa, R.E., Paredes, J.M., Nillni, A., Ledesma, M. y Piñol, F.C. 2003. Fallamiento normal terciario en la Cuenca del Golfo San Jorge, Patagonia Argentina. *Geotemas* 5: 89-93.
- Giacosa R.E., Paredes, J.M., Nillni A., Ledesma M. y Colombo F. 2004. Fallas normales de alto ángulo en el Neógeno del margen Atlántico de la Cuenca del Golfo San Jorge (46°S-67° 30'O, Patagonia Argentina). *Boletín Geológico y Minero* 115(3): 537-550.
- Giacosa, R., Paredes, J.M. y Colombo, F. 2005. Implicancias mecánicas y geológicas de las fallas normales en el Mioceno inferior de la Cuenca del Golfo San Jorge. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 361-362. La Plata.
- Giacosa, R., Foix, N., Paredes, J.M. y Allard, J.O. 2006. Fallas normales e intrusiones en el Terciario marino de la Cuenca del Golfo San Jorge. 13° Reunión de Tectónica, 25, San Luis.
- Giambiagi, L. y Martínez, A.N. 2008. Permo-Triassic oblique extension in the Potrerillos-Uspallata area, western Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 26: 252-260.
- Giambiagi, L., Bechis, F., Barredo, S. y Tunik, M. 2009. Fallas extensionales de meso-escala y su interpretación cinemática: ejemplos de la cuenca Neuquina, Argentina. 7° Congreso Geológico Chileno. Actas 9_031: 31-34.
- Giampaoli, P. 2019. Cretaceous extensional systems of the Golfo San Jorge basin: insights from the analysis of fault length and displacement data. *Journal of South American Earth Sciences* 92: 298-309.
- Gianni, G., Echaurren, A., Folguera, A., Likerman, J., Encinas, A., García, H.P.A., Dal Molin, C. y Valencia, V.A. 2017. Cenozoic intraplate tectonics in Central Patagonia: record of main Andean phases in a weak upper plate. *Tectonophysics* 721: 155-166.
- Gianni, G.M., Navarrete, C., Liendo, I., Díaz, M., Giménez, M.E., Encinas, A. y Folguera, A. 2018. Cretaceous Intraplate Contraction in Southern Patagonia: A Far-Field Response to Changing Subduction Dynamics? *Tectonics* 37 (9): 2915-2937.
- Hatcher, R.D., Jr. 1994. *Structural geology: principles, concepts, problems*: Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice Hall, 525 p.
- Heald, P., Foley, N.K. y Hayba, D.O. 1987. Comparative Anatomy of Volcanic-Hosted Epithermal Deposits: Acid Sulfate and Adularia-Sericite Types. *Economic Geology* 82(1): 2-26.
- Hemley, J.J., Hostetler, P.B., Gude, A.J. y Mountjoy, W.T. 1969. Some Stability Relations of Alunite. *Economic Geology* 64 (6): 599-612.
- Homberg, C., Hu, J.C., Angelier, J., Bergerat, F. y Lacombe, O. 1997. Characterization of stress perturbations near major fault zones: insi-

- ghts from 2-D distinct-element numerical modelling and field studies (Jura mountains). *Journal of Structural Geology* 19(5): 703-718.
- Homberg, C., Bergerat, F., Angelier, J. y Garcia, S. 2010. Fault interaction and stresses along broad oceanic transform zone: Tjörnes Fracture Zone, north Iceland. *Tectonics* 29: TC1002.
- 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, Special Publication 88: 235-248.
- Hunt, D.W., Fitchen, W.M. y Kosa, E. 2002. Syndepositional deformation of the Permian Capitan Reef carbonate platform, Guadalupe Mountains, New Mexico, USA. *Sedimentary Geology* 154: 89-126.
- Japas, M.S., Cortés, J.M. y Pasini, M. 2008. Tectónica extensional triásica en el sector norte de la cuenca Cuyana: primeros datos cinemáticos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63(2): 213-222.
- Kim, Y.S. y Sanderson, D.J. 2005. The relationship between displacement and length of faults: a review. *Earth-Science Reviews* 68(3-4): 317-334.
- Kim, Y.S., Peacock, D.C.P., y Sanderson, D.J. 2004. Fault dame zones. *Journal of Structural Geology* 26: 503-517.
- Kosa, E. y Hunt, D.W. 2005. Growth of syndepositional faults in carbonate strata: Upper Permian Capitan Platform, New Mexico, USA. *Journal of Structural Geology* 27: 1069-1094.
- Krause, J.M., Clyde, W.C., Ibañez-Mejía, M., Schmitz, M.D., Barnum, T., Bellosi, E.S. y Wilf, P. 2017. New age constraints for early Paleogene strata of central Patagonia, Argentina: implications for the timing of South American land mammal ages. *Geological Society of America Bulletin* 129 (7-8): 886-903.
- Lacombe, O. 2012. Do fault slip data inversions actually yield "paleostresses" that can be compared with contemporary stresses? A critical discussion. *Comptes Rendus Geoscience* 344: 159-173.
- Legarreta, L. y Uliana, M. 1994. Asociaciones de fósiles y hiatos en el Supracretácico-Neógeno de Patagonia: una perspectiva estratigráfico-secuencial. *Ameghiniana* 31(3): 257-281.
- Legarreta, L., Uliana, M. y Torres, M. 1990. Secuencias deposicionales cenozoicas de Patagonia Central: sus relaciones con las asociaciones de mamíferos terrestres y episodios marinos epicontinentales. 3° Simposio del Terciario de Chile, p. 135-176, Concepción.
- Leidhold, C. 1934. La tectónica del subsuelo del campamento central de Comodoro Rivadavia. *Boletín de Informaciones Petroleras* 113: 71-77, Buenos Aires.
- Lisle, R.J. 2013. A critical look at the Wallace–Bott hypothesis in fault–slip analysis. *Bulletin of the Society Geological of France* 184 (4–5): 299-306.
- Lopes Cardozo, G.G.O. y Behrmann, J.H. 2006. Kinematic analysis of the Upper Rhine Graben boundary fault system. *Journal of Structural Geology* 28: 1028-1039.
- Malumíán, N., Ardolino, A.A., Franchi, M., Remesal, M. y Salani, F. 1999. La sedimentación y el volcanismo terciarios en la Patagonia extraandina. En: Caminos R. (Ed.), *La sedimentación en la Patagonia extraandina*. Geología Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales SEGEMAR 29(18): 557-612.
- Marco, S., Stein, M. y Agnon, A. 1996. Long-term earthquake clustering: a 50000-year paleoseismic record in Dead Sea Graben. *Journal of Geophysical Research* 101 (B3): 6179-6191.
- Marrett, R. y Allmendinger, R.W. 1990. Kinematic analysis of fault-slip data. *Journal of Structural Geology* 12 (8): 973-986.
- Marrett, R. y Peacock, D.C. 1999. Strain and stress. *Journal of Structural Geology* 21: 1057-1063.
- Michael, A.J. 1984. Determination of stress from fault-slip data: faults and folds. *Journal of Geophysical Research* 89: 11.517-11.526.
- Nieto-Samaniego, Á.F. 1999. Stress, strain and fault patterns. *Journal of Structural Geology*, 21(8-9) 1065-1070.
- Morata, D., De la Cruz, R. y Suárez, M. 2005. The Bandurrias gabbro: late Oligocene alkaline magmatism in the Patagonian Cordillera. *Journal of South American Earth Sciences* 18: 147-162.
- Morley, C.K. 1999. Patterns of displacement along large normal faults: implications for basin evolution and fault propagation, based on examples from East Africa. *AAPG Bulletin* 83(4): 613-634.
- Müller, R.D., Seton, M., Zahirovic, S., Williams, S.E., Matthews, K.J., Wright, N.M., Shephard, G.E., Maloney, K.T., Barnett-Moore, N., Hosseinipour, M., Bower, D.J. y Cannon, J. 2016. Ocean basin evolution and global-scale plate reorganization events since Pangea breakup. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 44: 107-138.
- Muñoz, J., Troncoso, R., Duhart, P., Crignola, P., Farmer, L. y Stern, C.R. 2000. The relation of the mid-Tertiary coastal magmatic belt in south-central Chile to the late Oligocene increase in plate convergence rate. *Revista Geológica de Chile* 27: 177-203.
- Navarrete, C.R., Gianni, G.M. y Folguera, A. 2015. Tectonic inversion events in the western San Jorge Gulf Basin from seismic, borehole and field data. *Journal of South American Earth Sciences* 64: 486-497.
- Nemçock, M., Schamel, S. y Gayer, R. 2005. Thrust belts Structural Architecture, Thermal Regimes and Petroleum Systems. Cambridge University Press, 1-541.
- Nicol, A., Walsh, J., Berryman, K. y Villamor, P. 2006. Interdependence of fault displacement rates and paleoearthquakes in an active rift. *Geology* 34(10), 865-868.
- Oporto Romero, F.E. y Paredes, J.M. 2022. Arquitectura estratigráfica de sistemas eólicos-fluviales: un ejemplo de la Formación Santa Cruz (Mioceno medio) en la cuenca del Golfo San Jorge, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 79(1): 1-29.
- Paredes, J.M. 2002. Asociaciones de facies y correlación de los sedimentos de la Formación Chenque (Oligoceno-Mioceno) de los alrededores de Comodoro Rivadavia, Cuenca del Golfo San Jorge, Argentina. *Revista Asociación Argentina de Sedimentología* 9(1): 53-64.
- Paredes, J.M., Azpiroz, G., y Foix, N. 2006. Tertiary tectonics and sedimentation in the Cerro Piedra Oil Field (Golfo San Jorge Basin), Argentina. 4° Congreso Latinoamericano de Sedimentología y 6°

- Reunión Argentina de Sedimentología, 163. San Carlos de Bariloche, Argentina.
- Paredes, J. M., Plazibat, S., Crovetto, C., Stein, J., Cayo, E. y Schiurman, A. 2013. Fault kinematics and depocenter evolution of oil-bearing, continental successions of the Mina del Carmen Formation (Albian) in the Golfo San Jorge basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 46: 63-79.
- Paredes, J.M., Foix, N., Guerstein, G.R., Guler, M.V., Irigoyen, M., Moscoso, P. y Giordano, S. 2015. A late Eocene-early Oligocene transgressive event in the Golfo San Jorge basin: palynological results and stratigraphic implications. *Journal of South American Earth Sciences* 63: 293-309.
- Paredes, J.M., Aguiar, M., Ansa, A., Giordano, S.R., Ledesma, M. y Tejada, S. 2018. Inherited discontinuities and fault kinematics of a multiphase, non-colinear extensional setting: subsurface observations from the south Flank of the Golfo San Jorge Basin, Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences* 81: 87-107.
- Peacock, D. C. y Marrett, R. 2000. Strain and stress: Reply. *Journal of Structural Geology* 22(9), 1369-1378.
- Pedoja, K., Regard, V., Husson, L., Martinod, J., Guillaume, B., Fucks, E., Iglesias, M. y Weill, P. 2011. Uplift of quaternary shorelines in eastern Patagonia: Darwin revisited. *Geomorphology* 127: 121-142.
- Peroni, G.O., Hegedus, A.G., Cerdán, J., Legarreta, L., y Uliana, M.A. 1995. Hydrocarbon Accumulation in an Inverted Segment of the Andean Foreland: San Bernardo Belt, Central Patagonia. En: Tankard, A., Suarez, R., Welsink, H. (Eds.), *Petroleum Basins of South America*. AAPG Memoir, vol. 62, pp. 403-419. Tulsa.
- Perrone, G., Cadoppi, P., Tallone, S. y Balestro, G. 2011. Post-collisional tectonics in the northern Cottian Alps (Italian western Alps). *International Journal of Earth Sciences* 100, 1349-1373.
- Petersen, K., Clausen, O.R. y Korstgård, J.A. 1992. Evolution of a salt related listric growth fault near the D-1 well, block 5605, Danish North Sea: displacement history and salt kinematics. *Journal of Structural Geology* 14: 565-577.
- Phillips, W.J. 1972. Hydraulic fracturing and mineralization. *Journal of the Geological Society* 128(4): 337-359.
- Philipp, S.L. 2008. Geometry and formation of gypsum veins in mudstones at Watchet, Somerset, SW England. *Geological Magazine* 145(6): 831-844.
- Plazibat, S., Rasgado, A. y Paredes, J.M. 2019. Subsurface characterization of Cenozoic igneous activity at Cerro Dragón area (Golfo San Jorge Basin, central Patagonia): Implications for basin evolution and hydrocarbon prospectivity. *Journal of South American Earth Sciences* 96: 102389.
- Ramos, V.A. 2015. Evolución de la cuenca del Golfo San Jorge: Su estructuración y régimen tectónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 72(1): 12-20.
- Ramsay, J.G. y Huber, M.I. 1983. The techniques of modern Structural Geology. 1: Strain Analysis, Pergamon Press, 1-308, London.
- Raigemborn, M.S., Krause, J.M., Bellosi, E.S. y Matheos, S.D. 2010. Redefinición estratigráfica del Grupo Río Chico (Paleógeno Superior), en el norte de la cuenca del Golfo San Jorge, Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 67: 239-256.
- Rodríguez, J.F.R. y Littke, R. 2001. Petroleum generation and accumulation in the Golfo San Jorge basin, Argentina: a basin modeling study. *Marine and Petroleum Geology* 18(9): 995-1028.
- Sassi, W. y Faure, J.L. 1997. Role of faults and layer interfaces on the spatial variation of stress regimes in basins: inferences from numerical modeling. *Tectonophysics* 266: 101-119.
- Scholz, C.H. 1987. Wear and gouge formation in brittle faulting. *Geology* 15(6): 493-495.
- Scholz, C.H. 2002. *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*. Cambridge Univ. Press, 1-471, Cambridge, UK.
- Sciutto, J.C., Césari, O., Escribano, V. y Pezzuchi, H.D. 2000. Hoja Geológica 4566-III, Comodoro Rivadavia, provincia del Chubut. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 244: 1-52, Buenos Aires.
- Sciutto, J.C., Césari, O. e Iantanos, N. 2008. Hoja Geológica 4569-IV, Escalante, provincia del Chubut. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 351: 1-76, Buenos Aires.
- Segall, P. y Pollard, D.D. 1980. Mechanics of discontinuous faults. *Journal of Geophysical Research* 85, 4337-4350.
- Sibson, R. 1990. Conditions for fault-valve behaviour. En: Knipe, R. y Rutter, E. (Eds.): *Deformations mechanisms, Rheology and Tectonics*. Geological Society of London, Special Publication 54: 15-28, London.
- Sibson, R.H. 2000. Fluid involvement in normal faulting. *Journal of Geodynamics* 29: 469-499.
- Simeoni, A. 2008. Mesetas y bajos de la Patagonia central extraandina. La Inversión del Relieve. En: Ardolino, A., Lema H. (Eds.) *Sitios de Interés Geológico de la República Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 46, II: p. 729-745, Buenos Aires.
- Somoza, R. y Zaffarana, C.B. 2008. Mid-Cretaceous polar standstill of South America, motion of the Atlantic hotspots and the birth of the Andean cordillera. *Earth and Planetary Science Letters* 271(1-4): 267-277.
- Suárez, M. y de la Cruz, R. 2001. Jurassic to Miocene K-Ar dates from eastern central Patagonian Cordillera Plutons (458-488S). *Geological Magazine* 138: 53-66.
- Sylwan, C.A. 2001. Geology of the Golfo San Jorge basin, Argentina. *Journal of Iberian Geology* 27: 123-157.
- Sylwan, C.A., Rodríguez, J.F.R. y Strelkov, E. 2008. Petroleum Systems of the Golfo San Jorge Basin, Argentina. 7° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Simposio Sistemas Petroleros de las Cuenclas Andinas: p. 53-77, Mar del Plata.
- Thorsen, C.E. 1963. Age of growth faulting in southeast Louisiana. *Gulf*

- Coast Assoc. Geol. Soc. Trans. 13: 103-110.
- Twiss, R.J. y Unruh J.R. 1998. Analysis of fault slip inversions: Do they constrain stress or strain rate? *Journal of Geophysical Research* 103: 12.205-12.222.
- Twiss, R.J., Protzman, G.M. y Hurst, S.D. 1991. Theory of slickenline patterns based on the velocity gradient tensor and microrotation. *Tectonophysics* 186: 215-239.
- Uliana, M.A. y Biddle, K.T. 1987. Permian to Late Cenozoic evolution of Northern Patagonia: main tectonic events, magmatic activity and depositional trends. En: *Gondwana Six: Structure, Tectonics and Geophysics*. American Geophysical Union, Geophysical Monograph, vol. 40, pp. 271-286.
- Viola, G., Kounov, A., Andreoli, M.A.G. y Mattila, J. 2012. Brittle tectonic evolution along the western margin of South Africa: more than 500 Myr of continued reactivation. *Tectonophysics* 514: 93-114.
- Wallace, R.E. 1987. Grouping and migration of surface faulting and variations in slip rates on faults in the Great Basin Province. *Seismological Society of America Bulletin* 77: 868-876.
- Watterson, J. 1986. Fault dimensions, displacements and growth. *Pure and Applied Geophysics* 124: 365-373.
- White, I. y Crider, J.G. 2006. Extensional fault-propagation folds: mechanical models and observations from the Modoc Plateau, northeastern California. *Journal of Structural Geology* 28: 1352-1370.