

**Control en la magnitud de desplazamiento de rumbo del
Sistema Transformante Fagnano, Tierra del Fuego, Argentina**

Pablo J. Torres-Carbonell¹, Eduardo B. Olivero¹, Luis V. Dimieri²

¹ Centro Austral de Investigaciones Científicas (CADIC)-CONICET, B. A. Houssay 200, (9410), Ushuaia, Tierra del Fuego, Argentina.
polmaclod@hotmail.com; emolivero@ciudad.com.ar

² Departamento de Geología, Instituto de Geología del Sur (INGEOSUR), Universidad Nacional del Sur y CONICET, San Juan 670,
(8000) Bahía Blanca, Buenos Aires, Argentina.
ldimieri@uns.edu.ar

ISSN 0716-0208

Editada por el Servicio Nacional de Geología y Minería
con la colaboración científica de la Sociedad Geológica de Chile
Avda. Santa María 0104, Casilla 10465, Santiago, Chile.

revgeologica@sernageomin.cl; <http://www.scielo.cl/rgch.htm>; <http://www.sernageomin.cl>

Control en la magnitud de desplazamiento de rumbo del Sistema Transformante Fagnano, Tierra del Fuego, Argentina

Pablo J. Torres-Carbonell¹, Eduardo B. Olivero¹, Luis V. Dimieri²

¹ Centro Austral de Investigaciones Científicas (CADIC)-CONICET, B. A. Houssay 200, (9410), Ushuaia, Tierra del Fuego, Argentina. polmacleod@hotmail.com; emolivero@ciudad.com.ar

² Departamento de Geología, Instituto de Geología del Sur (INGEOSUR), Universidad Nacional del Sur y CONICET, San Juan 670, (8000) Bahía Blanca, Buenos Aires, Argentina. ldimieri@uns.edu.ar

RESUMEN. Nuevos datos de campo, especialmente el hallazgo del contacto entre el Cretácico Superior-Paleoceno en un área previamente desconocida en el sector suroriental de la Isla Grande de Tierra del Fuego, permiten controlar con gran precisión el desplazamiento de rumbo del Sistema Transformante Fagnano (STF). El citado contacto estratigráfico se encuentra al norte y sur del STF, y está deformado por una estructura compresiva regional NO-SE que forma parte de la faja corrida y plegada Fueguina, llamada aquí Corrimiento Cerro Pirámide-Cerro Malvinera (CPM). Esta estructura ha sido desplazada por el STF, por lo tanto el mapeo preciso de la misma y del contacto Cretácico Superior-Paleoceno posibilita definir el rechazo horizontal del sistema transformante en la Isla Grande de Tierra del Fuego, obteniéndose un valor de *ca.* 48 km para el mismo. El valor obtenido, sumado a los datos existentes en la bibliografía sobre velocidad de desplazamiento a lo largo del STF en Tierra del Fuego, permite estimar en ~7 Ma la edad máxima de inicio de la transcurriencia en este sector. Dicha edad (Mioceno tardío) coincide con el nacimiento del límite constructivo entre las placas Sandwich y Scotia, que a su vez ha sido postulado como responsable del comienzo de la actividad transformante entre las placas Sudamericana y Scotia.

Palabras claves: Sistema Transformante Fagnano, Tierra del Fuego, Contacto Cretácico Superior-Paleoceno, Rechazo horizontal, Transcurriencia miocena.

ABSTRACT. Constraints on the magnitude of strike-slip displacement along the Fagnano Transform System, Tierra del Fuego, Argentina. New field data, specially the discovery of the contact between Upper Cretaceous-Paleocene rock units in a previously unexplored area in southeast Tierra del Fuego, allowed us to estimate the amount of strike-slip displacement accommodated by the Fagnano Transform System (FTS). This stratigraphic contact is exposed both to the north and south of the FTS and it is deformed by a NW-SE compressive regional structure that forms part of the Fuegian thrust-fold belt, called the Cerro Pirámide-Cerro Malvinera Thrust (PMT). The compressive structure is laterally offset by the FTS. The precise mapping of the PMT and the Upper Cretaceous-Paleocene contact shows a horizontal offset of *ca.* 48 km along the transform system in the Isla Grande de Tierra del Fuego. A maximum age of ~7 Ma for the beginning of the strike-slip in this sector is estimated by combining the obtained offset with published data on the slip-rate along the FTS in Tierra del Fuego. This Late Miocene age coincides with the creation of the divergent plate boundary between Sandwich and Scotia Plates, which has been proposed as responsible for the beginning of the strike-slip activity between South America and Scotia Plates.

Keywords: Fagnano Transform System, Tierra del Fuego, Upper Cretaceous-Paleocene contact, Horizontal offset, Miocene strike-slip.

1. Introducción

El límite entre las placas tectónicas Sudamericana y Scotia tiene expresión en el archipiélago de Tierra del Fuego como un sistema regional de fallas, reconocido desde el extremo oeste del Estrecho de Magallanes hasta el límite de la Plataforma Continental Argentina al norte de la Isla de los Estados. Esta falla transformante, conocida como sistema de fallas Fagnano (o Magallanes), se continúa hacia el este a lo largo de la dorsal de Scotia Norte terminando en el extremo norte del archipiélago de islas Sandwich del Sur (Forsyth, 1975; Pelayo y Wiens, 1989; Klepeis, 1994; Olivero *et al.*, 1995; Barker, 2001; Lodolo *et al.*, 2003). En este trabajo se utiliza el término Sistema Transformante Fagnano (STF) en referencia directa a un sistema de fallas regionales con comportamiento transformante (cf. Twiss y Moores, 1992), *i.e.*, que divide dos placas tectónicas con movimiento relativo de rumbo entre las mismas (Pelayo y Wiens, 1989; Barker *et al.*, 1991).

Estudios geológicos de semidetalle y principalmente fotogeológicos muestran una gran cantidad de lineamientos de orientación E-O a ESE-ONO, ubicados principalmente en los canales y fiordos al sur del archipiélago Fueguino. Estos lineamientos han sido interpretados como fallas subsidiarias a un sistema transcurrente sinistral localizado en el sector del canal Beagle, posiblemente asociado genéticamente al STF (Cunningham, 1993; Klepeis, 1994).

En la región bajo análisis (Fig. 1) el STF ha sido reconocido por estudios sísmicos y gravimétricos entre el lago eponónimo y la costa atlántica, y en la Plataforma Continental Argentina (Lodolo *et al.*, 2003; Yagupsky *et al.*, 2004). Dichos estudios establecen que la zona de fallas está formada por segmentos en arreglo escalonado, de posición subvertical y asociados a deformación transtensional con desarrollo de pequeñas cuencas asimétricas. En Chile diversas líneas sísmicas muestran la existencia de una zona de fallas significativa en la región del Estrecho de Magallanes (Klepeis y Austin, 1997), mientras que en la Isla Grande de Tierra del Fuego se reconocen al menos tres ramas mayores del sistema de fallas (zonas de falla del Lago Deseado, Estrecho de Magallanes-Lago Fagnano y Valle Carbajal; Klepeis, 1994). Recientemente, se presentaron evidencias geomorfológicas y paleosísmicas de las rupturas ocasionadas por terremotos ocurridos en los últimos 9 ka en el sector aledaño a la cabecera este del lago Fagnano (Costa *et al.*, 2006).

Al este del lago Fagnano, la interpretación de imágenes satelitales y fotografías aéreas permite definir la traza principal del STF a lo largo de un lineamiento estructural continuo de 54 km, desde la cabecera este del lago Fagnano hasta unos 9 km al oeste de la costa atlántica. Sobre la costa atlántica, la presencia de fallas en la restinga y la observación de fotos aéreas permite identificar al STF en el sector del cabo Malengüena. El rumbo de la traza varía

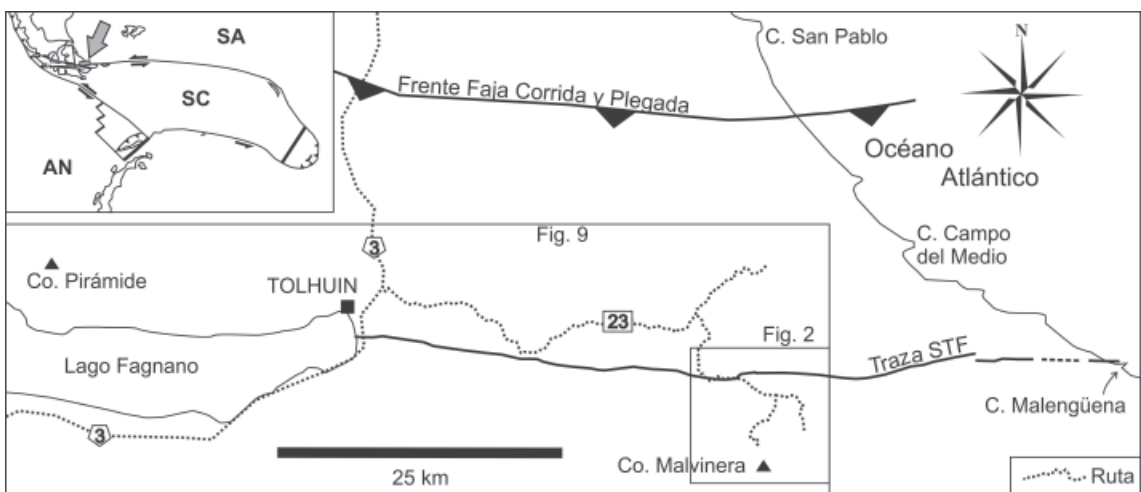


FIG. 1. Mapa de ubicación de la zona de estudio en su contexto geotectónico y en el área de la Isla Grande de Tierra del Fuego. SA: Placa Sudamericana; SC: Placa Scotia; AN: Placa Antártica. Se indica la ubicación de las figuras 2 y 9.

entre N80° y N100° (Fig. 1). Subordinadamente, se reconocen lineamientos subparalelos a la misma de menor expresión morfológica, conformando con la traza principal una zona de cizalla de ~10 km de ancho (Lineamientos Puesto La Blanca, Arroyo El Vasco y Río Irigoyen, Fig. 2).

A partir de indicadores cinemáticos y del desplazamiento aparente de las unidades litoestratigráficas del área a ambos lados del STF se ha es-

tablecido que la cinemática dominante del mismo es sinistral (Klepeis, 1994; Olivero y Martinioni, 2001). Recientes estudios con GPS en una red de estaciones que abarca el sector argentino de la Isla Grande de Tierra del Fuego indican un desplazamiento relativo de 6,6 mm por año a lo largo de la falla (Smalley *et al.*, 2003), similar al establecido por Pelayo y Wiens (1989) para el arco de Scotia Norte (5 mm/a).

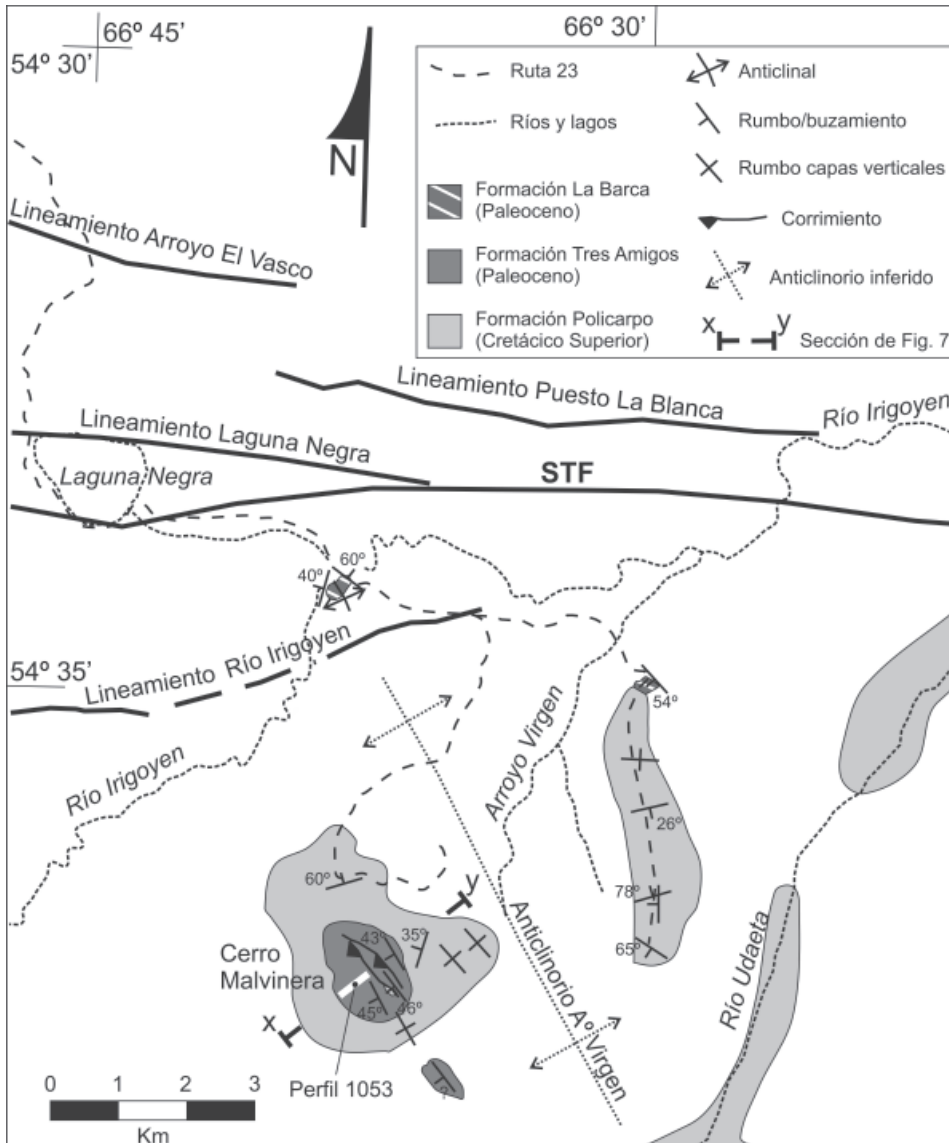


FIG. 2. Mapa geológico del área estudiada. STF: Sistema Transformante Fagnano. Se indica la ubicación del perfil 1053 y la sección de la figura 7. El anticlinorio Arroyo Virgen se infiere por extensión del anticlinal en la Formación La Barca sobre el río Irigoyen, y por la ubicación geográfica y morfológica de los afloramientos del Paleoceno con respecto del Cretácico Superior.

La estimación del desplazamiento de rumbo a lo largo del STF en Tierra del Fuego se ha realizado siempre mediante la correlación de límites estratigráficos y estructuras regionales a ambos lados del mismo (Klepeis, 1994; Olivero y Martinioni, 2001; Rossello *et al.*, 2004; Rossello, 2005). Las diferencias entre las estimaciones obtenidas son del orden de las decenas de kilómetros, probablemente debido a que los límites estratigráficos utilizados son difíciles de reconocer en el campo, están intensamente deformados por la estructuración del orógeno Andino y presentan un rumbo de bajo ángulo con respecto al del STF.

Nuevos datos de campo de rocas de la faja corrida y plegada Fueguina, especialmente el hallazgo del contacto entre el Cretácico Superior-Paleoceno en un área desconocida en el sector suroriental de la Isla Grande de Tierra del Fuego, permiten un mejor control que el obtenido hasta el momento en la estimación del desplazamiento del STF. El contacto Cretácico Superior-Paleoceno ha sido mapeado en detalle, y se encuentra afectado por estructuras de fallamiento frágil que no impiden su reconocimiento. El objetivo de esta contribución es presentar los resultados del mapeo de detalle en el sector sur del sistema de fallas, que sumados a la cartografía geológica previa, aportan nuevas evidencias para cuantificar con mayor precisión el desplazamiento de rumbo del STF en Tierra del Fuego.

2. Metodología

Los datos obtenidos durante campañas realizadas en la Isla Grande de Tierra del Fuego permitieron la confección de un mapa geológico de detalle (escala 1:100.000) del área comprendida entre 54°32' a 54°40'S y 66°28' a 66°42'O (Fig. 2). La base topográfica utilizada para la construcción del mismo consistió en la Carta Topográfica de la Provincia de Tierra del Fuego a escala 1:300.000 y la Hoja Río Udaeta a escala 1:50.000 (Hoja DSIG 5566-8-4). El análisis de fotografías aéreas e imágenes satelitales permitió identificar los lineamientos atribuibles a fallas subsidiarias del STF, que de otra forma no podrían reconocerse dados los escasos o nulos afloramientos y la dificultad de acceso a la mayoría de los mismos.

Se mapearon las principales unidades expuestas (Formación Policarpo, Cretácico Superior; Formación Tres Amigos, Paleoceno Superior, y Forma-

ción La Barca, Paleoceno Superior), incluyendo la medición y análisis de los perfiles estratigráficos más completos. El mapeo se complementó con la medición sistemática de la orientación de las capas aflorantes en el sector, lo que permitió trazar un perfil estructural que atraviesa la zona de mayor relevancia geológica en el área.

3. Geología

Las unidades reconocidas en el área corresponden al dominio de la faja corrida y plegada Fueguina (Ghiglione, 2003). Se distinguen dos unidades estratigráficas mayores: Cretácico Superior y Paleoceno, que involucran distintas unidades litoestratigráficas (ver figura 2).

3.1. Cretácico Superior

3.1.1. Formación Policarpo?

Litología y distribución. Se asignan a la Formación Policarpo del Maastrichtiano/Daniano las pelitas oscuras homogéneas, con raras intercalaciones de arenisca litificada de grano muy fino, reconocidas en afloramientos aislados a lo largo de la ruta 23 (Fig. 2). La asignación a la mencionada unidad se fundamenta en similitudes litológicas y en la presencia de foraminíferos de edad no mayor al Maastrichtiano. La Formación Policarpo fue mencionada originalmente por Furque y Camacho (1949) y su sección tipo fue definida por Olivero *et al.* (2003) en el cabo San Vicente (Península Mitre) a unos 100 km del área de estudio. La sección tipo está compuesta predominantemente de fangolita y arenisca de grano fino a muy fino, muy indurada y con horizontes intensamente bioturbados. El espesor mínimo de la Formación Policarpo, estimado en el perfil tipo, es de ~300 m; mientras que en la caleta Falsa (Península Mitre), Olivero *et al.* (2002) estimaron un espesor mínimo de 180 m. Sobre la base de ammonites, foraminíferos y dinoflagelados, esta unidad fue asignada al Maastrichtiano/Daniano (Olivero *et al.*, 2003).

En el área de estudio (Fig. 2) la estratificación se reconoce con dificultad, y no se observan estructuras sedimentarias. Las rocas tienen bioturbación representada por tubos de ('Terebellina') que localmente pueden ser muy abundantes, rasgo que permite diferenciarlas de otras unidades sedimentarias similares en la zona (cf. Olivero *et al.*, 2002). Además,

se han hallado escasos ejemplares incompletos de *Zoophycos*. El espesor de esta unidad es indeterminado, ya que los afloramientos son aislados y no se puede establecer una conexión entre los mismos.

Estructura en el área de estudio. La deformación registrada en la Formación Policarpo es muy intensa, observándose abundantes fracturas y fallas de escala centimétrica. Una incipiente estructura en lápiz ('pencil structure') (Ramsay y Huber, 1983) es característica. La orientación de las capas sedimentarias no siempre es observable debido a la homogeneidad de las rocas, que no presentan estratificación bien definida. Los datos obtenidos muestran rumbos variables, con manteos subverticales (86° en promedio), revelando un plegamiento muy apretado (Fig. 3).

Se reconoce cizalla interestratal en los límites de bancos (Fig. 4), representada por zonas de cizalla de 1 a 2 cm de espesor parcialmente rellenas por

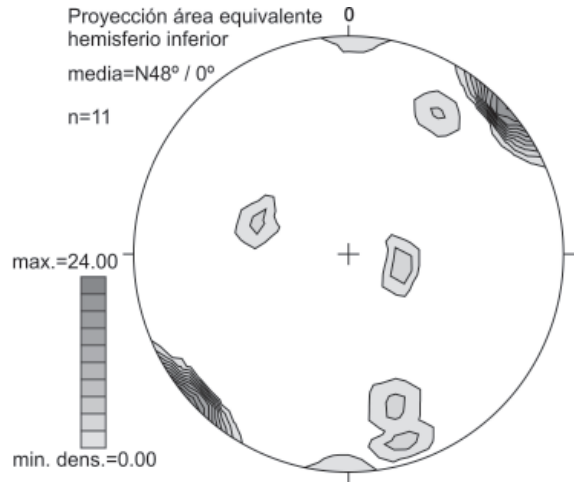


FIG. 3. Red estereográfica con la densidad de polos de planos de estratificación medidos en la Formación Policarpo. Los intervalos de densidad mostrados tienen contornos en: 2,4; 4,8; 7,2; 9,6; 12,0; 14,4; 16,8; 19,2; 21,6; 24,0 (múltiplos del desvío estándar). **n**: indica número de mediciones.

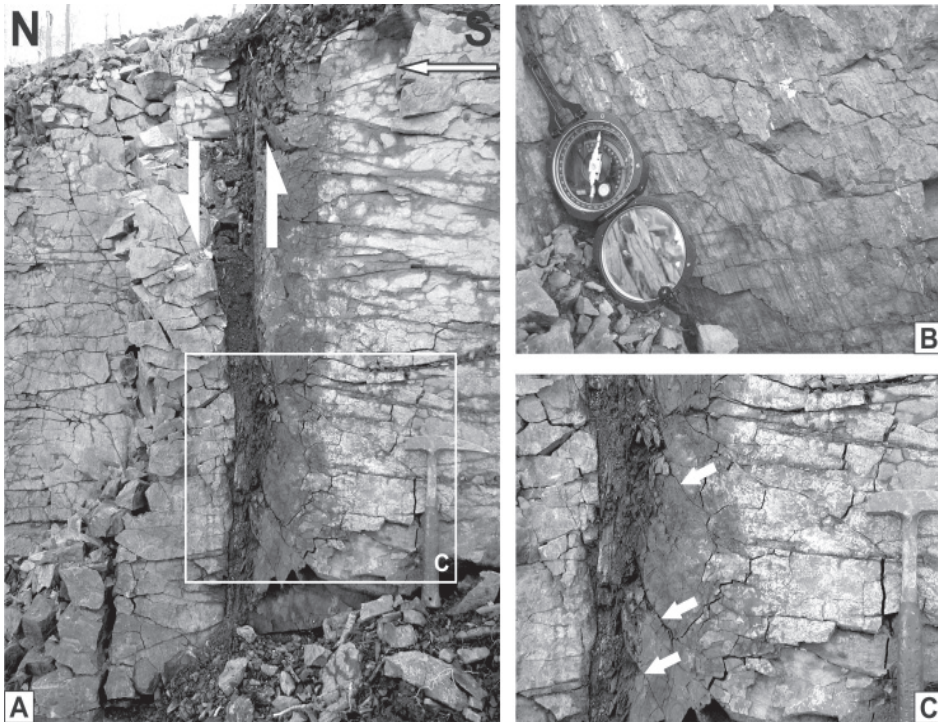


FIG. 4. Detalle de la cizalla en rocas del Cretácico Superior. **A.** Zona de cizalla interestratal, se indica la cinemática de la misma. La flecha en la esquina superior derecha apunta de base a techo de la capa; **B.** Estrías en un plano de estratificación de rumbo N137° de la misma sucesión que en A. Las estrías inclinan 60° al SE; **C.** Detalle de la zona de cizalla de A. Las flechas indican la posición de fracturas pinnadas, que forman un ángulo agudo con el plano de cizalla en sentido opuesto al movimiento del bloque que las contiene.

venillas anastomosadas de calcita. Los planos de cizalla, generalmente planos de estratificación verticales, presentan estrías y su cinemática se deduce de la observación de fracturas (pinnadas) (Twiss y Moores, 1992; Fig. 4), que forman un ángulo agudo con respecto al plano de cizalla en el sentido opuesto al del movimiento relativo del bloque que las contiene. En el caso de la figura 4A, el bloque más joven (izquierdo) se movió hacia abajo. Las zonas de cizalla se localizan en niveles arcillosos de origen dudoso, ya que no es posible determinar si son rocas de falla ('fault gouge'), o producto de alteración favorecida en el plano de deformación.

La interpretación de estructuras y rasgos fotogeológicos indica que la Formación Policarpo conforma el núcleo de un anticlinorio comprendido entre la cadena de alturas que incluye al cerro Malvinera y la serranía atravesada por el río Udaeta (Fig. 2).

3.2. Paleoceno

Las unidades del Paleoceno reconocidas en la zona estudiada presentan manteos entre 45° y 60° y el contacto con rocas del Cretácico Superior corresponde a una discordancia angular. La angularidad de la misma puede cuantificarse, a pesar de estar cubierta, en el cerro Malvinera, donde las rocas del Paleoceno con manteos de 45° al SO se apoyan sobre sedimentitas cretácicas subverticales (Fig. 2).

El Paleoceno en el área del cerro Malvinera incluye las formaciones Tres Amigos y La Barca, que se describen a continuación.

3.2.1. Formación Tres Amigos

Litología y distribución. Los conglomerados, areniscas de grano grueso a fino y limolitas aflorantes en la cumbre del cerro Malvinera han sido asignados al Paleoceno por su posición estratigráfica y litología. Se apoyan en discordancia angular (cubierta) sobre las rocas del Cretácico Superior, y presentan similitud de facies y litología con las rocas aflorantes en el puesto Tres Amigos (Península Mitre), que se asignan a la formación homónima del Paleoceno Superior.

La Formación Tres Amigos ha sido definida por Olivero *et al.* (2003), y su perfil tipo se encuentra en el puesto epónimo situado en Península Mitre. La unidad se compone de alternancias rítmicas de conglomerado, arenisca conglomerádica, arenisca y pelita, bien estratificadas e induradas. El perfil tipo presenta un espesor mínimo de 50 m. Sobre la

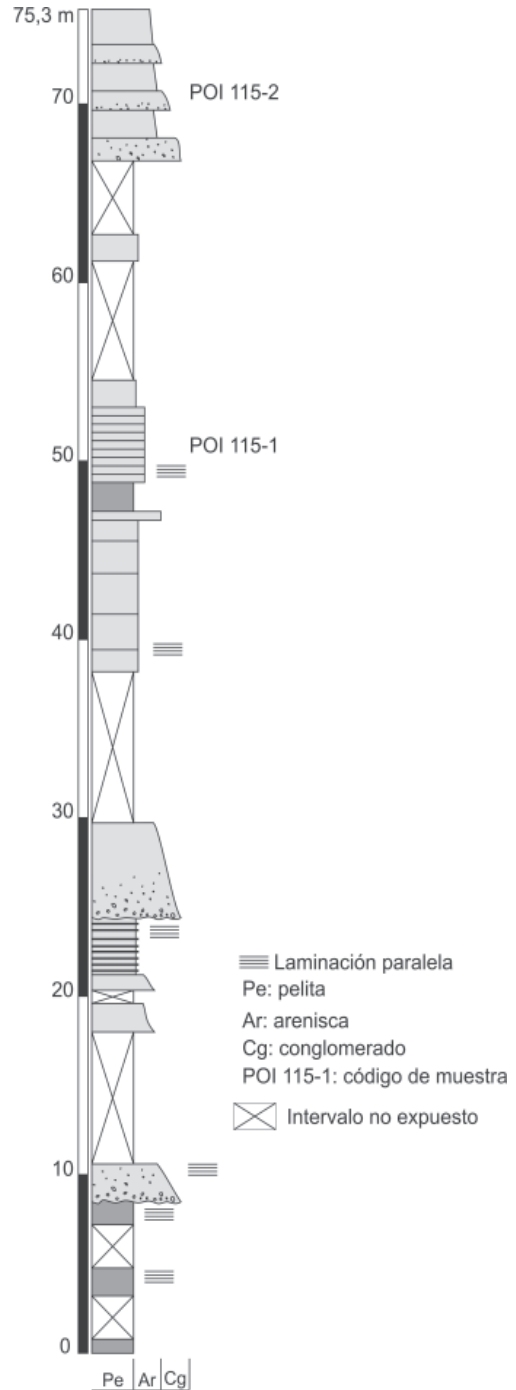


FIG. 5. Perfil de la Formación Tres Amigos medido en el Cerro Malvinera (1053 en figura 2).

base de foraminíferos calcáreos y palinomorfos esta unidad se ha asignado al Paleoceno tardío.

En el área estudiada la Formación Tres Amigos presenta un espesor mínimo de 75,3 m medidos en el perfil 1053 (Figs. 2 y 5). Comprende una sucesión de bancos de conglomerado y brecha, con clastos angulosos a subredondeados de vulcanita y metamorfitas de hasta 15 cm de diámetro; arenisca de grano grueso a muy fino, esta última con laminación paralela y estructuras de deformación sin-sedimentaria, y limolita. Las parasecuencias observadas presentan arreglos grano-estrato decrecientes. El contenido fósil se limita a niveles con abundantes fragmentos de plantas.

Microscópicamente se observa laminación poco definida y una moda mineralógica caracterizada por abundante feldespato (44%: discriminado en 34,5% de plagioclasa y 10% de feldespato potásico), cuarzo subordinado (7%) y escasa biotita. Los fragmentos líticos son muy frecuentes, reconociéndose un 32%

de líticos volcánicos (basaltos y/o andesitas) y un 17% de fragmentos de metamorfitas foliadas.

Estructura en el área de estudio. En el cerro Malvinera, las capas de la Formación Tres Amigos presentan un rumbo aproximado de N150°, y manteo de ~45°SO. En una sección transversal al rumbo de las capas entre el valle del arroyo Virgen y la ladera SO del cerro Malvinera, pueden observarse dos corrimientos que repiten a la Formación Tres Amigos (Figs. 6 y 7A). Los afloramientos de escasos metros de espesor de la Formación Policarpo observados en el entorno de los corrimientos, permiten inferir que las dos escamas de corrimiento despegan de los niveles superiores de dicha formación, presumiblemente en el entorno del contacto de la misma con la Formación Tres Amigos (Figs. 6 y 7).

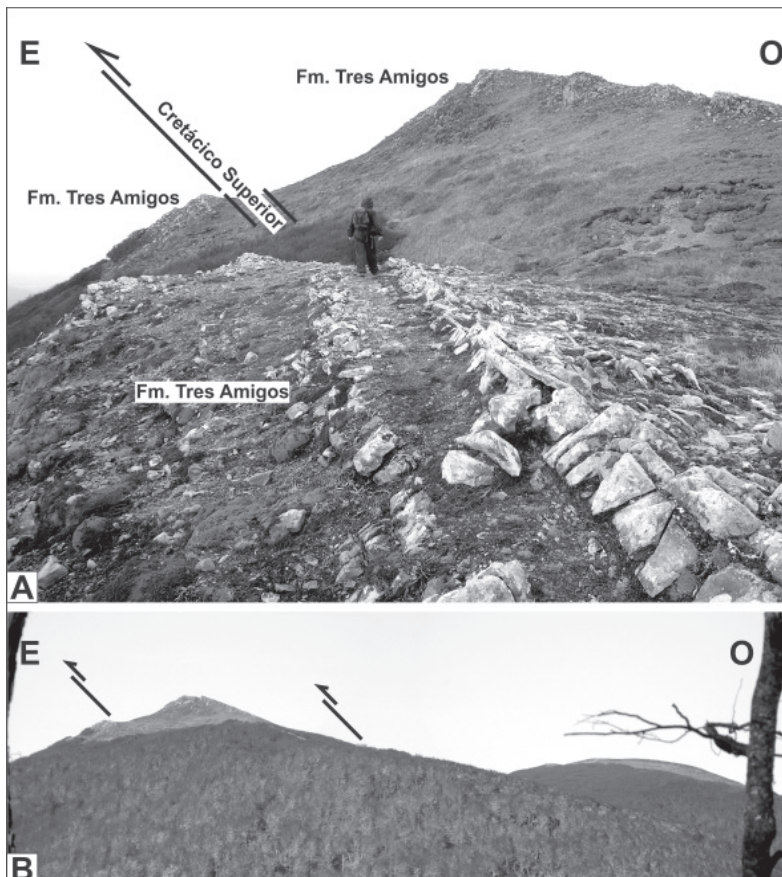


FIG. 6. Aspecto de los afloramientos y la morfología de las escamas tectónicas del cerro Malvinera. **A.** Detalle de los afloramientos de la Formación Tres Amigos en el cerro Malvinera. La falla dibujada corresponde al corrimiento del este dibujado en B.; **B.** Panorámica del cerro Malvinera: se muestran los dos corrimientos observados en su posición aproximada. Ambas escamas tectónicas mantienen 45° al suroeste.

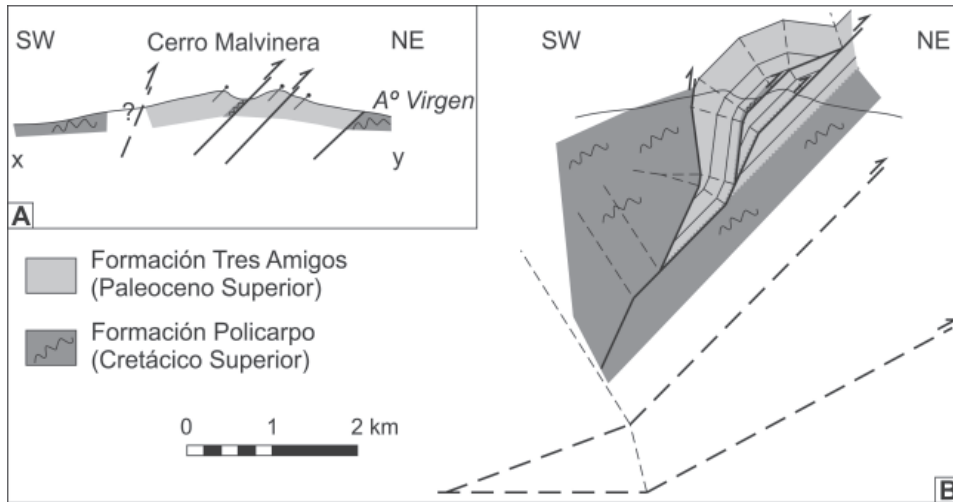


FIG. 7. **A.** Sección geológica del cerro Malvinera (ubicación en figura 2); **B.** Su interpretación estructural en una sección balanceada. La ubicación de las fallas profundas es esquemática. Obsérvese el estilo estructural de las estructuras imbricadas, genéticamente relacionadas con la evolución de la faja corrida y plegada Fueguina.

3.2.2. Formación La Barca

Litología y distribución. A la Formación La Barca del Paleoceno Superior se asignan las pelitas y areniscas de grano muy fino a mediano reconocidas sobre la ruta 23, en las estribaciones NE de la serranía que atraviesa el río Udaeta, y los afloramientos ubicados en las barrancas del río Irigoyen pocos metros al sur del puente de la misma ruta sobre este río (Fig. 2). El análisis micropaleontológico de los afloramientos sobre el río Irigoyen arroja una edad paleocena tardía (Olivero *et al.*, en prensa; Olivero y Malumián, en prensa; N. Malumián, comunicación escrita), que sustenta la asignación de los afloramientos estudiados a la Formación La Barca.

El perfil tipo de la Formación La Barca, definida por Olivero *et al.* (2002), se encuentra entre el puesto del cabo Leticia y la playa de La Barca, en Península Mitre. El mismo comprende un espesor mínimo de 220 m y presenta una sucesión granoestrato decreciente de intercalaciones de arenisca y fangolita a la base y espesos paquetes de fangolita negra al techo. El análisis de foraminíferos y dinocistos arrojó una edad paleocena tardía para esta unidad (Olivero *et al.*, 2002).

En el corte de la ruta 23, al este del arroyo Virgen (Fig. 2), la sucesión comprende 184,5 m de pelita y arenisca de grano fino con abundante materia orgánica, laminación paralela e intercalaciones de arenisca de grano grueso. Las capas mantean

~54° al SO. En las barrancas del río Irigoyen los afloramientos comprenden pelitas grises con concreciones y niveles de arenisca de grano fino de color claro, de pocos centímetros de espesor. Los escasos metros de afloramiento coinciden con el núcleo de un anticlinal de eje aproximado N160° e inclinación NO.

4. Evolución estructural

La evolución estructural del área de estudio incluye dos eventos tectónicos principales, ligados a la evolución geológica regional de Tierra del Fuego. El primer evento forma parte del desarrollo de la faja corrida y plegada Fueguina, escasamente estudiada en la zona bajo análisis, y mejor conocida por la calidad de los afloramientos en la costa atlántica de Tierra del Fuego (Ghiglione *et al.*, 2002; Ghiglione y Ramos, 2005; Torres Carbonell *et al.*, 2006). Dicho evento es responsable de la formación de las estructuras compresivas observadas en las rocas del Cretácico Superior y del Paleoceno, descritas en la sección precedente.

El segundo evento tectónico incluye la formación del Sistema Transformante Fagnano (STF), el cual presenta un rumbo (E-O) transversal al de las estructuras de la faja corrida y plegada en el área de estudio (NO-SE). El sistema transformante corta las estructuras compresivas previamente formadas

y genera un desplazamiento en las mismas que, de ser medido, permite cuantificar el rechazo producido. En el caso que nos ocupa, el desplazamiento obtenido será bidimensional, es decir, el rechazo horizontal. Esto es debido a que no se cuenta con datos de cinemática que registren el sentido tridimensional de movimiento a lo largo del STF en el área de estudio, ya que no se han hallado afloramientos de los planos de falla del mismo. Trabajos previos realizados en la región establecen que la cinemática en 3D debería ser transtensional, sobre la base de evidencias indirectas que muestran la formación de cuencas asociadas al STF (Lodolo *et al.*, 2003; Ghiglione, 2003). Sin embargo, los resultados obtenidos en esos estudios muestran que el rechazo vertical asociado a cuencas asimétricas ronda los 2.000 m, representando apenas un 4% del rechazo horizontal calculado para el STF en este trabajo (ver Discusión).

Dentro del evento compresivo previo al desarrollo del STF pueden reconocerse, a su vez, variaciones evolutivas a lo largo del tiempo. Se ha reconocido una discordancia angular separando las rocas del Cretácico Superior y el Paleoceno a partir de los afloramientos del cerro Malvinera, donde la Formación Tres Amigos, que mientea 45° al SO, se dispone mediante contacto cubierto sobre rocas sub-verticales de rumbo N142° del Cretácico Superior.

Sumado a la presencia de la discordancia angular, las mencionadas diferencias en estilo y magnitud de deformación entre las unidades del Cretácico Superior y Paleoceno, indican que las mismas registran al menos dos pulsos de deformación sucesivos. El primero (P1) produjo el plegamiento inicial de las rocas del Cretácico Superior y el segundo (P2) afectó a ambas unidades.

Se deduce que en el entorno temporal posterior al límite Cretácico-Terciario el pulso P1 afectó a las rocas de la Formación Policarpo, del Cretácico Superior, generando pliegues con un ángulo interlimbo que no superaría los 30°, en función de los ángulos de manteo medidos en esta unidad. El estilo de plegamiento que se corresponde con este valor es de tipo apretado (Fleuty, 1964).

La cizalla interestratal evidenciada por cataclasis en los límites de capas y por estrías en espejos de fricción en la Formación Policarpo, sustenta como mecanismo de plegamiento al deslizamiento flexural ('flexural slip'). Por otro lado, el inferido estilo de plegamiento apretado indica que un me-

canismo de aplanamiento debe haber seguido a la formación inicial de los pliegues; mientras que el desarrollo incipiente de una fábrica uniaxial en esta unidad (estructura en lápiz), indica la intervención de posible constricción (Flinn, 1962).

El pulso de deformación P2, posterior al Paleoceno, afectó a las rocas del Cretácico Superior y a las Formaciones Tres Amigos y La Barca del Paleoceno, generando las estructuras observadas en estas últimas. Este pulso tectónico desarrolló estructuras de tipo frágil, con pliegues que no alcanzarían el estilo apretado observado en el Cretácico Superior, y a su vez adicionó deformación a las rocas cretácicas. El sistema de corrimientos del Cerro Malvinera está asociado al pulso P2. Este pulso, a su vez, sería responsable del desarrollo de la discordancia regional de origen tectónico entre el Paleoceno Superior-Eoceno Inferior y el Eoceno Medio superior, observada en la costa atlántica de Tierra del Fuego (Olivero y Malumián, 1999; 2002; Olivero *et al.*, 2002). Esta discordancia se ha registrado ampliamente en la cuenca Austral-Magallanes, y es posiblemente de origen eustático hacia el antepaís (cf. Galeazzi, 1998).

Las escamas de corrimientos del cerro Malvinera presentan un manteo demasiado elevado para corrimientos de bajo ángulo esperables en una faja corrida y plegada. Se infiere, por lo tanto, que las mismas han sido transportadas por corrimientos más jóvenes adquiriendo progresivamente un ángulo de manteo mayor que el original. Según la interpretación estructural que se propone en este trabajo, estos corrimientos más jóvenes habrían sido responsables de la formación del anticlinorio del Arroyo Virgen (Figs. 2 y 7). Este anticlinorio se infiere por la disposición morfológica que presentan las rocas paleocenas en relación con las unidades cretácicas, y la deformación asociada al mismo está representada en las rocas paleocenas por el anticlinal con eje de inclinación NO registrado en la Formación La Barca sobre el río Irigoyen (Fig. 2). Sin embargo, este anticlinorio inferido no se conoce con detalle debido a la falta de afloramientos que permitan controlar su geometría.

El STF se activa en algún momento posterior a los pulsos de deformación P1 y P2 de la evolución de la faja corrida y plegada Fueguina (ver Discusión). Las fallas de rumbo del STF cortan las estructuras compresivas de la faja corrida y plegada (Fig. 8), y producen un rechazo horizontal en las mismas

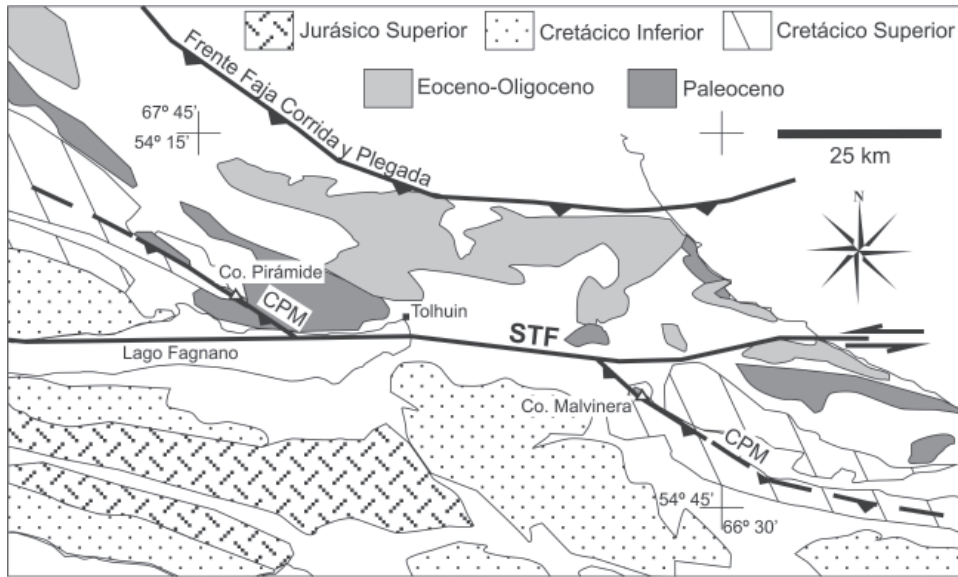


FIG. 8. Mapa geológico regional (adaptado de Olivero *et al.*, en prensa) mostrando el desplazamiento que el Sistema Transformante Fagnano (STF) produce en el contacto Cretácico-Terciario, representado, en este caso, por el Corrimiento Cerro Pirámide-Cerro Malvinera (CPM). Este último luego de ser formado durante el régimen compresivo que genera la faja corrida y plegada Faguina, es cortado por el STF cuando el régimen tectónico en Tierra del Fuego pasa a ser transformante.

cuantificable cuando las estructuras son observadas a ambos lados del sistema de fallas de rumbo. En el caso de estudio, el ángulo con que el STF corta las estructuras es elevado, y permite determinar con bastante precisión la magnitud del desplazamiento de rumbo producido.

5. Discusión

La magnitud del desplazamiento de rumbo sinistral en el STF ha sido cuantificada por Klepeis (1994) cerca del límite Chileno-Argentino de la Isla Grande de Tierra del Fuego, y por Olivero y Martinioni (2001) en el sector argentino de la Isla Grande de Tierra del Fuego. El primer autor obtuvo un rechazo acumulado (*i.e.*, suma del rechazo individual de cada falla reconocida) de 25 km en base al desplazamiento del contacto entre la Formación Lemaire (o Tobífera, Jurásico Superior) y el Cretácico Inferior. El desplazamiento regional (considerando la zona de fallas como una única discontinuidad), en cambio, que calculamos sobre el mapa de Klepeis (1994) ronda los 15 km, mientras que en el mapa de Olivero *et al.* (en prensa) cuantificamos por medición directa un desplazamiento de, al menos, una decena de kilómetros más. Olivero y

Martinioni (2001) obtuvieron un rechazo sinistral de 20 a 30 km a partir del mapeo preliminar de los contactos entre unidades estratigráficas mayores a ambos lados del STF.

Recientemente, Rossello *et al.* (2004) estimaron un rechazo de rumbo preliminar de 55 km en el sector argentino de Tierra del Fuego, basados en el desplazamiento producido en una zona de falla previa al STF interpretada en imágenes satelitales a ambos lados del mismo (lineamientos Río Candelaria Río Claro y Estancia La Correntina-Bahía Sloggett).

El hallazgo de rocas correlacionables con la Formación Tres Amigos en el cerro Malvinera permite cuantificar con mayor precisión el rechazo sinistral a lo largo del STF. La Formación Tres Amigos es equivalente a los Conglomerados del Paleoceno de la sierra de Apen (Martinioni *et al.*, 1999) y del cerro Pirámide (cf. Olivero *et al.*, 2003; Olivero y Malumián, en prensa). Tanto en el cerro Pirámide como en el cerro Malvinera las rocas del Paleoceno coronan las alturas de una serranía de rumbo cercano a N150°, y sobreyacen en discordancia angular a las rocas del Cretácico Superior. En el cerro Pirámide, las capas del Paleoceno mantienen ~42° al SO y se infiere la presencia de, al menos, dos corrimientos

que montan el Cretácico Superior sobre las mismas. Estos corrimientos son considerados equivalentes a aquéllos del cerro Malvinera. La correlación de unidades sumada a la similitud de rasgos estructurales permite inferir que ambos afloramientos formaron parte de una misma estructura regional de rumbo NO-SE que fue posteriormente desplazada por el STF. Denominamos a dicha estructura Corrimiento Cerro Pirámide-Cerro Malvinera (CPM, Fig. 8). El rechazo obtenido para el STF a partir del desplazamiento del CPM en una línea E-O es de aproximadamente 48 km. El mismo se obtiene midiendo sobre imagen satelital digital (SPOT año 1995) con un error de medición aproximado (tamaño del píxel) de ± 20 m (Fig. 9).

Esta estimación implica una cuantificación regional del movimiento a lo largo del STF, asumiendo que el mismo divide dos bloques que en condiciones de deformación propias de la corteza superior (campo de deformación frágil), deben haberse comportado como rígidos homogéneos. Evidencias de deformación frágil aportadas por otros autores (cf. Lodolo *et al.*, 2003) sustentan el modelo de bloques rígidos, y asumimos que los mismos se comportan de manera homogénea debido a la escala regional utilizada en nuestro cálculo. Considerando que el STF involucra un conjunto de fallas de diversas escalas (Klepeis, 1994; Lodolo *et al.*, 2003), es de esperar que la integración del desplazamiento de rumbo medido en todas ellas (en el caso de que esto fuera factible) arroje un valor de rechazo acumulado mucho más preciso que el obtenido en nuestra estimación. Sin

embargo, dicho objetivo está fuera del alcance de este trabajo.

Por otro lado, desde el punto de vista geotectónico el valor de casi 50 km de rechazo sinistral en la falla transformante es mucho menor que los cientos de km postulados para explicar la dinámica entre las placas Antártica, Sudamericana y Scotia (Cunningham *et al.*, 1995; Barker, 2001, y bibliografía allí citada). Como ya fue mencionado, la dinámica entre estas placas está relacionada genéticamente con el STF (Pelayo y Wiens, 1989; Klepeis, 1994). La diferencia en las magnitudes de desplazamiento observadas ya fue señalada por Klepeis (1994) cuando obtuvo una primera estimación del rechazo en el STF sobre la base de observaciones de campo. El mismo autor, sin embargo, propone interesantes modelos en respuesta a este problema que discutiremos más adelante.

La importancia del nuevo dato de rechazo del STF que presentamos reside principalmente en la mayor comprensión de la evolución geológica de Tierra del Fuego, ya que se aporta nueva evidencia para establecer edades relativas de los eventos tectónicos que afectaron a la Cordillera Fueguina. De esta manera, la magnitud de desplazamiento de rumbo obtenida para el STF permite controlar mejor la edad de comienzo del mismo. La incertidumbre acerca de cuándo comenzó la actividad transcurrente registrada en el STF ha sido siempre de difícil resolución a causa de los escasos afloramientos en los Andes Fueguinos. Cunningham (1993) presenta evidencias de cizalla sinistral durante el Cretácico tardío en el sector oeste del canal Beagle, postulando

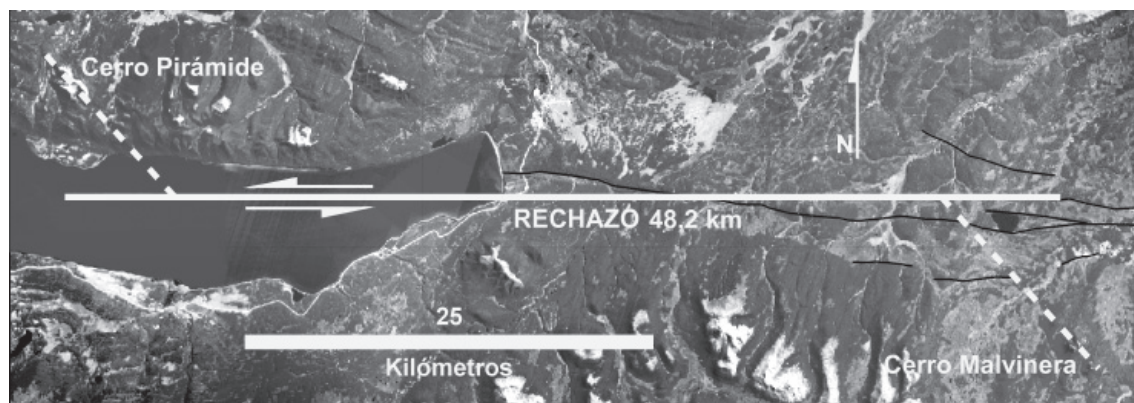


FIG. 9. Cálculo del rechazo en el Sistema Transformante Fagnano a partir del desplazamiento sinistral del contacto Cretácico Superior-Paleoceno aflorante en los cerros Pirámide y Malvinera. Ver explicación en el texto.

un modelo transpresivo para los Andes Australes a partir de los 90 Ma, con transcurriencia en Tierra del Fuego a partir de los 60 Ma. El análisis de las estructuras estudiadas por este autor en el canal Beagle y la cinemática por él propuesta están fuera del foco de este trabajo; sin embargo, probablemente haga falta más evidencias de campo para establecer la edad exacta de la transcurriencia en ese sector y principalmente la relación genética de ésta con el STF, que permanece desconocida.

El desplazamiento acumulado del límite Jurásico Superior-Cretácico Inferior medido por Klepeis (1994) a ambos lados de la zona de cizalla sinistral del lago Fagnano, y que en nuestra opinión puede llegar a 25 km no acumulados, es menor que el obtenido a partir de los nuevos datos presentados aquí. Esta diferencia puede deberse a la dificultad de mapeo del límite antedicho en los sectores internos de la Cordillera Fueguina y a la orientación de las unidades en ese sector, que intersecta el rumbo del sistema de fallas con bajo ángulo, impidiendo la cuantificación precisa del rechazo producido por el mismo. También es posible que el desplazamiento del STF no haya afectado de manera homogénea a los distintos sectores de la Cordillera Fueguina.

Para un modelo de transcurriencia activa en el STF antes del Paleoceno, sería de esperar que las unidades anteriores a esta edad, al haber sido afectadas por el sistema de fallas durante más tiempo, presentarían un rechazo mayor que el revelado por las unidades del Paleógeno. No obstante, se observa que el valor de desplazamiento en unidades anteriores al Paleoceno no es mayor al medido en las unidades de esta edad entre el cerro Pirámide y el cerro Malvinera (cf. Klepeis, 1994; Olivero y Martinioni, 2001; este trabajo), implicando que al menos hasta el Paleoceno Superior la transcurriencia en el STF en la Isla Grande de Tierra del Fuego no se habría activado.

Klepeis (1994) establece que las fallas menores asociadas al sistema transformante son posteriores a las estructuras compresivas en el sector del monte Hope y en el lago Deseado, determinando que el movimiento transcurrente no habría comenzado antes del Oligoceno, que es la edad del frente de deformación de la faja corrida y plegada en Chile (Álvarez-Marrón *et al.*, 1993). Existen evidencias para argumentar que las estructuras compresivas del frente de la faja corrida y plegada Fueguina

expuestas en la costa atlántica estuvieron activas durante el Mioceno más temprano, afectando las capas sintectónicas de la Formación Desdémona (Oligoceno Superior-Mioceno Inferior) y las Capas del Cabo Ladrillero (Mioceno Inferior; Ghiglione, 2002, 2003; Malumián y Olivero, 2006; Torres Carbonell *et al.*, 2006). Ghiglione (2002) propone un régimen transpresivo para la mayoría de las estructuras formadas en el frente de deformación fosilizado en la costa atlántica; sin embargo, no se han hallado indicadores cinemáticos que sustenten este argumento, y el análisis de orientación de diques clásticos asociados a sismicidad activa que realiza el mismo autor sugiere un esfuerzo compresivo orientado N-S, perpendicular al rumbo de las estructuras observadas en el campo. Por otro lado, al sur del STF las rocas del Oligoceno Superior-Mioceno Inferior se encuentran afectadas por estructuras mayores de la faja corrida y plegada, y desplazadas por el STF (Torres Carbonell, en elaboración). Finalmente, las rocas subhorizontales de edad miocena tardía-pliocena aflorantes en la costa atlántica en inmediaciones de la desembocadura del río Irigoyen y a lo largo del valle del mismo (Estratos de la María Luisa y Formación Irigoyen, Malumián y Olivero, 2005), han sido depositadas en una cuenca asociada a la actividad del STF (Ghiglione, 2003). La suma de estas evidencias sustenta una edad de comienzo de la transcurriencia posterior al desarrollo de estructuras compresivas y, por ende, no anterior al límite Oligoceno-Mioceno.

Por otro lado, el conocimiento que recientemente se ha obtenido de la dinámica actual en el STF, que demuestra una velocidad de desplazamiento relativo de $6,6 \text{ mm} \pm 1,3 \text{ mm}$ anuales (Smalley *et al.*, 2003), puede ser computado con el valor de desplazamiento de rumbo calculado en este trabajo para obtener estimaciones de la edad de la actividad del STF. No podemos afirmar, sin embargo, que la velocidad de desplazamiento a lo largo del STF fue constante durante la historia del mismo. Por el contrario, las velocidades geodésicas obtenidas con GPS en cortos intervalos de tiempo suelen diferir a las velocidades en el tiempo geológico, evidenciando cambios importantes en la tasa de movimiento transcurrente a lo largo de la historia de un sistema de fallas de rumbo (*e.g.*, Meade y Hager, 2005). La velocidad de $6,6 \text{ mm/a}$ obtenida por Smalley *et al.* (2003) se puede considerar como relativamente baja en comparación a la velocidad de la mejor estudiada

falla de San Andreas en California, actualmente activa al igual que el STF, pero que alcanza tasas de desplazamiento de 34 mm/a (Sieh y Jahns, 1984; comparar con la baja velocidad del segmento San Bernardino -5 mm/a- en Meade y Hager, 2005). De acuerdo a esta consideración y puesto que no se cuenta con mayores datos, podemos establecer tentativamente que la velocidad actual de 6,6 mm/a corresponde a una velocidad mínima para el STF. Dicha velocidad computada con el desplazamiento de rumbo observado de 48 km, implica ~7,3 Ma de edad máxima de comienzo de actividad en el STF.

Este valor ubica el posible inicio de la transcur-rencia en el Mioceno tardío, en coincidencia con el cese de generación de fondo oceánico en los sectores occidental y central de la placa Scotia y el importante aumento en la actividad de la dorsal Sandwich (hacia 7 Ma; Barker y Burrell, 1977; Barker *et al.*, 1991; Barker, 2001; Gellelli *et al.*, 2005), sustentando el primer modelo de Klepeis (1994) para el origen del STF en Tierra del Fuego. Este último autor postula que la instauración del régimen constructivo entre las placas Scotia y Sandwich (formación de la dorsal Sandwich), y la consiguiente reorganización tectónica y formación del límite transformante entre las placas Sudamericana y Scotia (cf. Barker *et al.*, 1991), habrían sido responsables del inicio de la transcur-rencia en Tierra del Fuego. Considerando que desde hace aproximadamente 7 Ma la dorsal Sandwich juega un rol fundamental en la dinámica de la placa Scotia (Barker *et al.*, 1991; Barker, 2001), Klepeis (1994) consideró confiable utilizar la velocidad de 5 mm/a calculada por Pelayo y Wiens (1989) extrapolada a unos 8 Ma. Siguiendo el mismo razonamiento, asumimos que es válido utilizar la velocidad de 6,6 mm/a extrapolada a esa edad y, por ende, nuestros resultados pueden considerarse confiables.

La discrepancia entre las magnitudes de desplazamiento de cientos de kilómetros acomodadas por la formación de la placa Scotia y de decenas de kilómetros que se observan en el STF son explicadas por el modelo de Klepeis (1994), indicando la posible instauración del STF en una etapa final del desarrollo de la placa Scotia y, por ende, acomodando solo parte de los desplazamientos ocasionados por la formación de esta última. La edad máxima del STF, calculada en el presente trabajo, argumenta a favor de este modelo, proponiendo que el STF no se habría formado antes de la mencionada reorga-

nización de placas tectónicas en el Atlántico Sur hacia los 7 Ma.

El análisis realizado acota de manera significativa la edad de comienzo de la actividad del STF en el Mioceno tardío. El subsiguiente estudio de este sistema transformante en términos de tasas de desplazamiento de rumbo, describiendo relaciones genéticas y de edad relativa entre las estructuras del frente Andino en Tierra del Fuego, permitirá obtener un promedio de la velocidad de movimiento de los bloques tectónicos en el tiempo geológico. De esta manera se contribuirá a conocer la edad de comienzo de la transcur-rencia en Tierra del Fuego con mayor precisión.

6. Conclusiones

El reciente hallazgo del contacto entre unidades estratigráficas del Cretácico Superior y del Paleoceno al sur del Sistema Transformante Fagnano (STF) en Tierra del Fuego, permite controlar con gran precisión el desplazamiento de rumbo sinistral a lo largo del límite entre las placas Sudamericana-Scotia en ese sector. La correlación entre la estructura y unidades del cerro Malvinera con los rasgos geológicos previamente mapeados en el cerro Pirámide (Martinioni *et al.*, 1999; Olivero *et al.*, en prensa) definen una estructura compresiva de rumbo NO-SE formada durante la evolución de la faja corrida y plegada Fueguina (Corrimiento Cerro Pirámide-Cerro Malvinera, CPM). Esta estructura fue cortada y desplazada 48 km con cinemática sinistral por el STF de rumbo E-O. El desplazamiento observado es mayor al mencionado para el difuso contacto Jurásico Superior-Cretácico Inferior en la zona oeste del lago Fagnano (Klepeis, 1994), implicando o bien falta de precisión en la medición del desplazamiento del STF en ese sector, o distribución heterogénea de la transcur-rencia en la región interna de la Cordillera. Por el contrario, el desplazamiento obtenido en el presente trabajo difiere en menos de una decena de kilómetros de los 55 km estimados por Rossello *et al.* (2004).

La combinación de la nueva información obtenida del trabajo de campo con la estimación de la velocidad actual del STF (considerada mínima en comparación con otros sistemas transformantes activos) permite obtener una edad máxima de ~7 Ma para el comienzo de la transcur-rencia en el sector mapeado. Los valores obtenidos indican que

la transcurrancia se inició después del cese de la deformación compresiva en el este de la Isla Grande de Tierra del Fuego (Mioceno temprano). El valor de edad máxima es coherente con la actividad preponderante de la dorsal Sandwich en la dinámica de la placa Scotia desde hace aproximadamente 7 Ma, que provocó el comportamiento transformante en el límite de placas Sudamericana-Scotia, y apoya el primer modelo de Klepeis (1994), que indica que la mencionada dinámica neógena en la placa Scotia es responsable del origen de la actual posición de este límite en Tierra del Fuego.

Agradecimientos

Se agradece el análisis micropaleontológico de muestras por parte de N. Malumián (CONICET-SEGEMAR) y a D.R. Martinioni (CADIC-CONICET) por los comentarios sobre la geología de la sierra de Apen. Los cortes delgados fueron realizados por A. Sobral (CADIC-CONICET). El trabajo de campo fue financiado por el PIP CONICET 5100 a cargo de E.B.O. y en parte por el PIP CONICET 5506 y el PICTO 2004 número 841, a cargo de L.V.D. Los autores agradecen los comentarios y sugerencias de los árbitros K. Klepeis (University of Vermont) y C. Mpodozis, que contribuyeron a mejorar significativamente este manuscrito.

Referencias

- Álvarez-Marrón, J.; McKlay, K.R.; Harambour, S.; Rojas, L.; Skarmeta, J. 1993. Geometry and evolution of the frontal part of the Magallanes foreland thrust and fold belt (Vicuña area), Tierra del Fuego, Southern Chile. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 77: 1904-1921.
- Barker, P.F. 2001. Scotia Sea regional tectonic evolution: implications for mantle flow and paleocirculation. *Earth-Science Reviews* 55: 1-39.
- Barker, P.F.; Burrell, J. 1977. The opening of Drake Passage. *Marine Geology* 25: 15-34.
- Barker, P.F.; Dalziel, I.W.D.; Storey, B.C. 1991. Tectonic development of the Scotia Arc Region. *In The Geology of Antarctica* (Tingey, R.J.; editor) Oxford University Press: 215-248. New York.
- Costa, C.; Smalley, R. Jr.; Schwartz, D.P.; Stenner, H.D.; Ellis, M.; Ahumada, E.A.; Velasco, M.S. 2006. Preliminary paleoseismological observation at an onshore transform boundary: The Magallanes-Fagnano fault, Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61: 647-657.
- Cunningham, D.W. 1993. Strike-slip faults in the Southernmost Andes and the development of the Patagonian Orocline. *Tectonics* 12 (1): 169-186.
- Cunningham, D.W.; Dalziel, I.W.D.; Tung-Yi, L.; Lawver, L.A. 1995. Southernmost South America-Antarctic Peninsula relative plate motions since 84 Ma. Implications for the tectonic evolution of the Scotia Arc region. *Journal of Geophysical Research* 100: 8257-8266.
- Fleuty, M.J. 1964. The description of folds. *Proceedings of the Geological Association of London* 75: 461-492.
- Flinn, D. 1962. On folding during three dimensional progressive deformation. *Quarterly Journal of the Geological Society, London* 118: 385-428.
- Forsyth, D.W. 1975. Fault plane solutions and tectonics of the South Atlantic and Scotia Sea. *Journal of Geophysical Research* 80: 1429-1443.
- Furque, G.; Camacho, H.H. 1949. El Cretácico Superior de la costa Atlántica de Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 4: 263-297.
- Galeazzi, J.S. 1998. Structural and stratigraphic evolution of the western Malvinas basin, Argentina. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 82: 596-636.
- Gelletti, R.; Lodolo, E.; Schreider, A.A.; Polonia, A. 2005. Seismic structure and tectonics of the Shackleton Fracture Zone (Drake Passage, Scotia Sea). *Marine Geophysical Researches* 26: 17-28.
- Ghiglione, M.C. 2002. Diques clásticos asociados a deformación transcurrente en depósitos sinorogénicos del Mioceno inferior de la cuenca Austral. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57 (2): 103-118.
- Ghiglione, M.C. 2003. Estructura y evolución tectónica del Cretácico-Terciario de la costa Atlántica de Tierra del Fuego. Tesis Doctoral (Inédito), Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales: 150 p.
- Klepeis, K.A. 1994. The Magallanes and Deseado fault zones: Major segments of the South American-Scotia transform plate boundary in southernmost South America, Tierra del Fuego. *Journal of Geophysical Research* 99: 22001-22014.
- Klepeis, K.A.; Austin, J.A.Jr. 1997. Contrasting styles of superposed deformation in the southernmost Andes. *Tectonics* 16: 755-776.
- Lodolo, E.; Menichetti, M.; Bartole, R.; Ben-Avraham, Z.; Tassone, A.; Lippai, H. 2003. Magallanes-Fagnano continental transform fault (Tierra del Fuego, southernmost South America). *Tectonics* 22 (6): 1076.
- Malumián, N.; Olivero, E.B. 2005. El Oligoceno-Plioceno marino del río Irigoyen, costa atlántica de Tierra del Fuego, Argentina: una conexión atlántico-pacífica. *Revista Geológica de Chile* 32 (1): 117-129.
- Malumián, N.; Olivero, E.B. 2006. El Grupo Cabo Domingo, Tierra del Fuego: bioestratigrafía, paleoambientes y acontecimientos del Eoceno-Mioceno marino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* Vol. 61: 139-160.
- Martinioni, D.R.; Olivero, E.B.; Palamarczuk, S. 1999. Estratigrafía y discordancias del Cretácico Superior-Paleoceno en la región central de Tierra del Fuego. *Anales del Servicio Geológico Minero Argentino* 33: 7-16.
- Meade, J.B.; Hager, B.H. 2005. Block models of crustal motion in southern California constrained by GPS

- measurements. *Journal of Geophysical Research* 110: B03403, doi: 10.1029/2004JB003209.
- Olivero, E.B.; Malumián, N. 1999. Eocene stratigraphy of southeastern Tierra del Fuego Island, Argentina. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 83: 295-313.
- Olivero, E.B.; Malumián, N. 2002. Upper Cretaceous-Cenozoic clastic wedges from the Austral-Malvinas foreland basins, Tierra del Fuego, Argentina: eustatic and tectonic controls. *In European Meeting on the Paleontology and Stratigraphy of Latin America*, No. 3, (EMPSLA), Addendum: 6-9. Toulouse, Francia.
- Olivero, E.B.; Malumián, N. En prensa. Mesozoic-Cenozoic stratigraphy of the Fuegian Andes, Argentina. *Geologica Acta* 5 (4).
- Olivero, E.B.; Martinioni, D.R. 2001. A review of the geology of the Argentinian Fuegian Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 14: 175-788.
- Olivero, E.B.; Malagnino, E.; Gagliardini, D. 1995. Interpretación preliminar del sistema de fracturas del este de Tierra del Fuego basada en imágenes ERS-1. *SELPER, Revista Técnica de Integración Iberoamericana y Mundial* 11: 34-39.
- Olivero, E.B.; Malumián, N.; Palamarczuk, S.; Scasso, R.A. 2002. El Cretácico Superior-Paleógeno del área del Río Bueno, costa atlántica de la Isla Grande de Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57: 199-218.
- Olivero, E.B.; Malumián, N.; Palamarczuk, S. 2003. Estratigrafía del Cretácico Superior-Paleoceno del área de Bahía Thetis, Andes Fueguinos, Argentina: acontecimientos tectónicos y paleobiológicos. *Revista Geológica de Chile* 30 (2): 245-263.
- Olivero, E.B.; Malumián, N.; Martinioni, D.R. En prensa. Mapa Geológico de la Isla Grande de Tierra del Fuego e Isla de los Estados a escala 1:400.000. Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR). Buenos Aires.
- Pelayo, A.M.; Wiens, D.A. 1989. Seismotectonics and relative plate motion in the Scotia Sea region. *Journal of Geophysical Research* 94: 7293-7320.
- Ramsay, J.G.; Huber, M.I. 1983. The techniques of modern structural geology. Academic Press: 700 p. London.
- Rossello, E.A. 2005. Kinematics of the Andean sinistral wrenching along the Fagnano-Magallanes Fault Zone (Argentina-Chile Fuegian foothills). *In International Symposium of Andean Geodynamics (ISAG No. 6)*, Extended Abstracts: 623-626. Barcelona.
- Rossello, E.A.; Haring, C.; Nevistic, A.; Cobbold, P. 2004. Wrenching along the Fagnano-Magallanes Fault Zone, northern foothills of the Fuegian Cordillera (Argentina-Chile): preliminary evaluation of displacements. *In International Geological Congress*, No. 32, Proceedings, (CD-ROM). Florencia.
- Sieh, K.; Jahns, R.H. 1984. Holocene activity of the San Andreas Fault at Wallace Creek, California. *Geological Society of America, Bulletin* 95: 883-896.
- Smalley, R. Jr.; Kendrick, E.; Bevis, M.G.; Dalziel, I.W.D.; Taylor, F.; Lauría, E.; Barriga, R.; Casassa, G.; Olivero, E.B.; Piana, E. 2003. Geodetic determination of relative plate motion and crustal deformation across the Scotia-South America plate boundary in eastern Tierra del Fuego. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 4 (9): 1-19.
- Torres-Carbonell, P.J.; Olivero, E.B.; Dimieri, L.V. 2006. Structure and evolution of the foreland thrust-fold belt of the Fuegian Andes, Tierra del Fuego, Argentina. *In Backbone of the Americas*, Geological Society of America Special Meeting, Abstracts with Programs 2: 70.
- Twiss, R.J.; Moores, E.M. 1992. *Structural Geology* Freeman and Co.: 532 p. New York.
- Yagupsky, D.; Tassone, A.; Lodolo, E.; Menichetti, M.; Vilas, J. F. 2004. Seismic imaging of the Magallanes-Fagnano Fault System (Tierra del Fuego Region). *Boletino di Geofisica Teorica ed Applicata* 45: 47-49.