

# Nuevos datos cinemáticos para la Falla Sierra Castillo en Quebrada del Carrizo, Precordillera de la Región de Atacama, Chile

Hans Niemeyer

Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte,  
Casilla 1280, Antofagasta, Chile; e-mail: hniemeyer@entelchile.net

## RESUMEN

Se estudió la Falla Sierra Castillo y sus estructuras mesoscópicas conexas en Quebrada del Carrizo y sus alrededores, donde al este yuxtapone terrenos triásicos y paleozoicos, con terrenos bajocianos al oeste. Dicha falla juega el papel de falla maestra respecto de sus estructuras conexas. Se infiere que sus movimientos eoceno-oligocenos estuvieron dominados por 'stresses' transpresivos con transcurrancia sinistral. Esta inferencia surge del estudio de estructuras S-C en rocas de falla, y en la vergencia de un pliegue de arrastre, directamente observados sobre la traza de la falla. Sus estructuras conexas son compatibles con dicho sentido de movimiento y están formadas por fallas inversas, pliegues ptigmáticos, grietas de tensión, clivaje; además de vetas y fallas subverticales en posición T (tensión) y R (Riedel). Se determinaron las direcciones y sentidos del transporte tectónico sobre la base de la cinemática de fallas inversas y la intersección de éstas con el clivaje. Se deduce una rotación de 65° en el sentido horario de la dirección de acortamiento, desde un rumbo oeste hasta uno nor-noroeste. Por otro lado, se consideró la alternativa que las rocas hayan rotado en sentido antihorario, conservándose constante la dirección de acortamiento.

*Palabras claves: Falla Sierra Castillo, Cinemática, Transpresión, Mesoestructuras, Rotación, Eoceno-Oligoceno, Precordillera, Chile.*

## ABSTRACT

**New kinematic data from the Sierra Castillo Fault at Quebrada del Carrizo, Precordillera of Atacama Region, Chile.** The Sierra Castillo Fault and its associated mesoscopic structures were studied at Quebrada del Carrizo. Here the fault juxtaposes Triassic and Paleozoic rocks on the east with Bajocian rocks on the west. The Sierra Castillo Fault serves as a master fault of its associated mesoscopic structures. It is inferred that a sinistral transpression occurred along it during the Eocene-Oligocene. This inference is based on S-C structures and a drag fold directly observed on the trace of the fault. This deduction is also based on other associated structures such as reverse faults, ptygmic folds, tensional gashes and cleavage. Subvertical veins and faults in positions T (tension) and R (Riedel) were also identified. Transport directions and sense were determined studying the kinematics of reverse faults and the intersection between reverse faults and cleavage. A 65° clockwise rotation of the shortening direction from a west position to a north-northwest position is detected. An alternative solution considered is the anticlockwise rotation of the rocks, with the shortening direction remaining constant.

*Key words: Sierra Castillo Fault, Kinematics, Transpression, Mesostructures, Rotation, Eocene-Oligocene, Precordillera, Chile.*

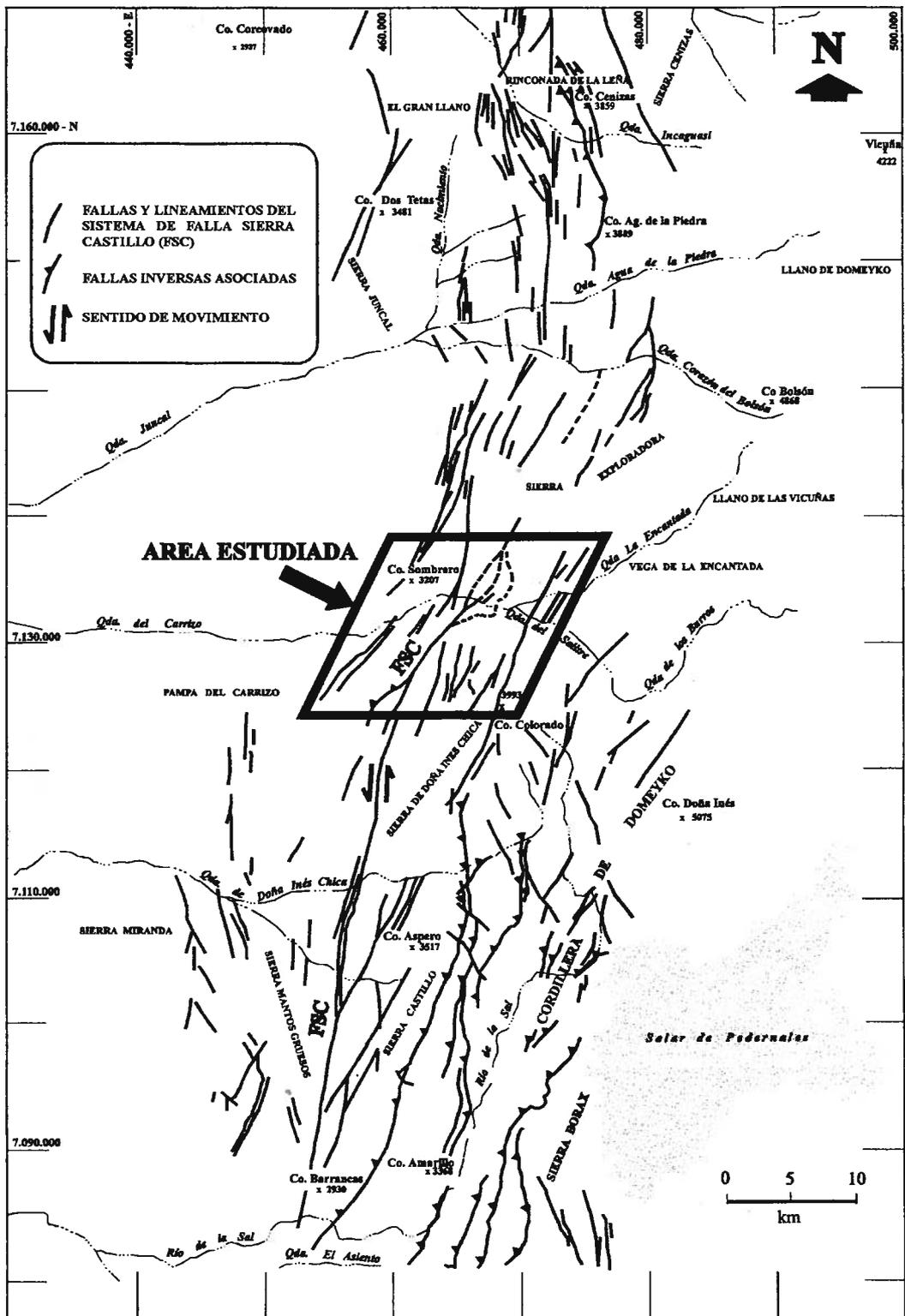


FIG. 1. Fallas y lineamientos del Sistema de Falla de Sierra Castillo (FSC) según Cornejo *et al.* (1993) y Cornejo y Mpodozis (1996). Ubicación del área estudiada.

## INTRODUCCION

El Sistema de Falla Sierra Castillo *sensu lato*, tiene un rumbo esencialmente norte-sur, extendiéndose por ca. 100 km, con un ancho promedio cercano a los 20 km, en el flanco occidental de la Precordillera o Cordillera Domeyko, entre Quebradas Incaguasi y El Asiento (Fig. 1), Tomlinson *et al.* (1994).

La Falla Sierra Castillo (FSC) *sensu str.* abarca un tramo de sólo 60 km comprendido entre Sierra Exploradora y Quebrada El Asiento (Fig. 1), en el extremo norte de la Precordillera de la Región de Atacama. Ella yuxtapone plutones paleozoicos y rocas estratificadas triásicas, al este, con secuen-

cias volcánicas y sedimentarias del Jurásico Superior al oeste (Perelló y Müller, 1984; Olson, 1989). Más al norte, se interrumpe en el Batolito de Sierra Exploradora (Fig. 2). La FSC cumple el rol de una falla maestra respecto de diversas estructuras conexas.

En su extremo sur, se le asocia el cinturón de plegamiento y fallamiento inverso de Quebrada El Asiento (Pérez, 1982), Fig. 1. La cinemática de todo este conjunto de estructuras regionales ha sido interpretada dentro de un contexto tectónico transpresivo sinistral, sobre la base de análisis estructurales llevados a cabo en el bloque oriental de la falla

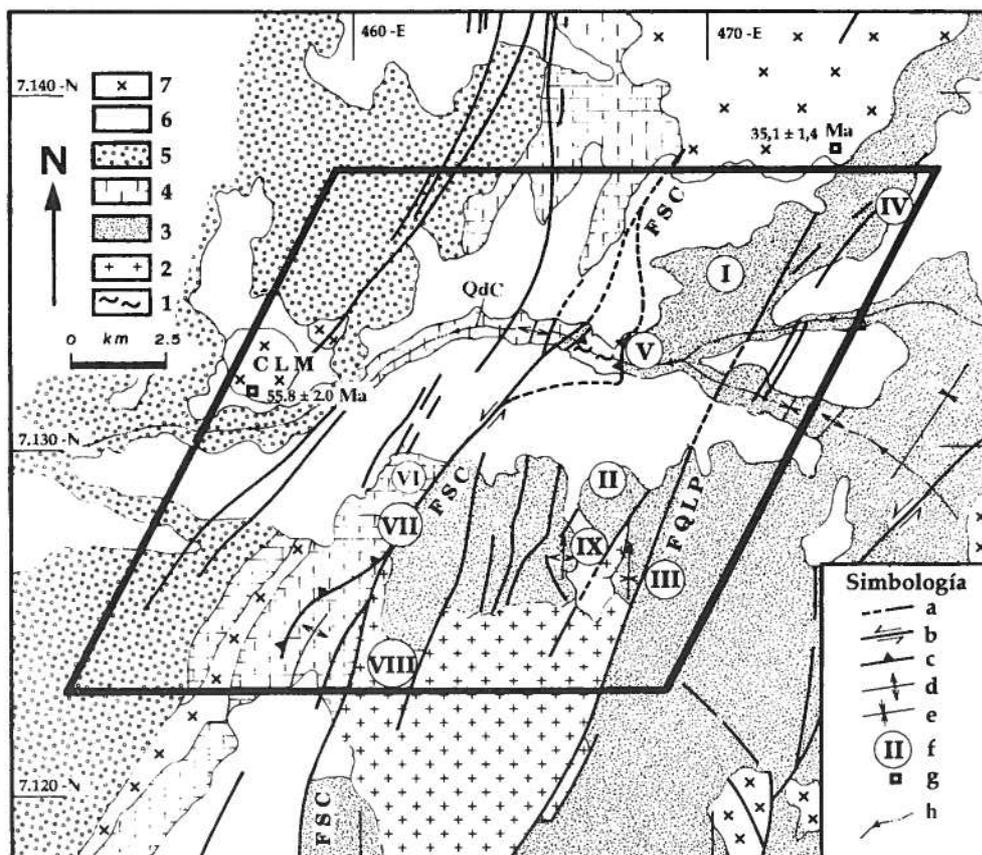


FIG. 2. Mapa geológico del sector estudiado, basado en su parte sur-occidental en Cornejo *et al.* (1993). 1- Basamento premesozoico; 2- Batolito Sierra de Doña Inés Chica (Paleozoico superior); 3- Unidad de Brechas y Formación Quebrada del Salitre (Triás superior); 4- calizas y areniscas fosilíferas (Bajociano); 5- brechas volcánicas y lavas andesíticas (Paleoceno-Eoceno); 6- cubiertas de gravas (Gravas de Atacama) e ignimbritas (Mioceno); 7- plutones terciarios. Simbología: a- fallas; b- sentido de movimiento en la FSC; c- fallas inversas; d- anticlinales; e- sinclinales; f- estación de observación estructural; g- lugar con datación radiométrica de Cornejo y Mpodozis (1996); h- quebradas con una flecha indicando el sentido de escurrimiento de las aguas; FSC- Falla Sierra Castillo; FQLP- Falla de Quebrada la Perra; CLM- Cerro la Majada; QdC- Quebrada del Carrizo.

(Tomlinson *et al.*, 1994). La presente contribución aporta nuevos datos cinemáticos que apoyan esa interpretación, así como también indican que la falla maestra tuvo una historia dinámica compleja.

El estudio de la FSC y estructuras mesoscópicas conexas se realizó en las inmediaciones de Quebrada del Carrizo, donde ella presenta una desviación o 'bend' con rumbo N35°E (Fig. 1). Dicho

estudio se llevó a cabo con el objeto de comprender mejor la naturaleza del ambiente tectónico bajo el cual se desarrollaron los movimientos de la FSC durante el Eoceno-Oligoceno. Para conseguir tal objetivo, se efectuaron observaciones geológico-estructurales en nueve estaciones, numeradas del I al IX (Fig. 2).

## UNIDADES LITOLÓGICAS LOCALES

A continuación se realiza una descripción de las distintas unidades litológicas aflorantes en el sector estudiado (Fig. 2). Estas se ordenan según su presentación tanto al este como al oeste de la FSC. También, se describen los afloramientos dentro de un lente de cizalle, comprendido entre dos ramas de la FSC. Finalmente, se describe una cubierta de gravas (Gravas de Atacama) e ignimbritas.

### UNIDADES AL ESTE DE LA FALLA SIERRA CASTILLO

Las unidades al este de la FSC se describen con cierto detalle, ya que gran parte de las estructuras conexas observadas se alojan en ellas. Estas son, desde más antiguo a más nuevo: El Batolito Sierra de Doña Inés Chica, Unidad de Brechas y Formación Quebrada del Salitre.

#### BATOLITO SIERRA DE DOÑA INÉS CHICA

En esta unidad se observan, principalmente, granodioritas y monzogranitos de microclina. Son de grano medio y tienen escasa biotita, anfíbola, muscovita y epidota (Cornejo *et al.*, 1992). Se dispone de una edad K-Ar en muscovita de 259±6 Ma, que fue interpretada como la edad de intrusión (Cornejo *et al.*, 1992).

#### UNIDAD DE BRECHAS

La Unidad de Brechas presenta exposiciones aisladas, según dos ventanas de erosión abiertas en las Gravas de Atacama, una al norte y otra al sur de Quebrada del Carrizo. Su edad es triásica por disponerse estratigráficamente entre las rocas del Batolito de Sierra de Doña Inés Chica y la Formación Quebrada del Salitre. Representa rellenos

sedimentarios sintectónicos contemporáneos al desarrollo de grandes fallas normales, que bordearon cuencas de tipo 'rift' durante el Triásico tardío (Mpodozis y Cornejo, 1997). Un relicto de estas fallas es la Falla de Quebrada la Perra (FQLP, Fig. 2).

A pesar de su apariencia caótica, la Unidad de Brechas presenta un buen desarrollo de estratificación, la cual se acusa, principalmente, por la intercalación de capas fangolíticas de color rojo, desde sólo algunos centímetros hasta 30 cm de espesor.

Las capas fangolíticas están, en realidad, formadas por areniscas arcillosas de grano grueso. Corresponden a 'wackes' según la nomenclatura de Pettijohn *et al.* (1972). Una estimación al microscopio indica una proporción de clastos líticos de 23%, cuarzo 19%, feldespato 7%, mica detrítica 2-5% y matriz arcillosa 46%. Se refieren como capas fangolíticas debido a su abundante contenido en arcillas y característico color rojo.

#### FORMACION QUEBRADA DEL SALITRE

Consiste en una potente secuencia de más de 1.000 m de espesor de rocas volcánicas basálticas, andesíticas y riolíticas, con intercalaciones de conglomerados y areniscas (Naranjo y Puig, 1984). La secuencia es triásica superior, y tiene un origen principalmente continental. Alcanza gran distribución y calidad de afloramientos a lo largo del curso superior de Quebrada del Carrizo.

### UNIDADES AL OESTE DE LA FALLA SIERRA CASTILLA

Inmediatamente al oeste de la FSC, afloran calizas y areniscas fosilíferas de color amarillo, de edad bajociana (Cornejo y Mpodozis, 1996), las

que son transicionales, en su techo, a una secuencia poco potente de areniscas rojas.

El conjunto anterior se observa cubierto, mediante discordancia angular, por brechas volcánicas y lavas andesíticas de edad paleoceno-eocena, con un espesor cercano a los 2.000 m (Cornejo y Mpodozis, 1996). Estas rocas se presentan, a su vez, intruidas por el cuerpo de pórfido dacítico del cerro La Majada, datado en 55 Ma (K-Ar en roca total) por esos mismos autores (Fig. 2).

#### UNIDADES EN EL LENTE DE CIZALLE

Este lente configura una estructura transpresional en 'hoja de palma' (Sylvester, 1988), limitada en ambos flancos por sendas fallas inversas (Fig. 2). El núcleo de dicho lente corresponde al Basamento premesozoico (Fig. 2), representado por litologías tales como esquistos calcáreos, esquistos prasiniticos y esquistos muscovíticos. Estas rocas son de origen claramente metasedimentario, dada su composición. En especial, la alternancia de esquistos calcáreos con esquistos prasiniticos es un argumento adicional en favor de ese origen.

#### LAPSO DE ACTIVIDAD DE LA FALLA SIERRA CASTILLO

La edad mínima para los principales movimientos sinistral de la FSC está proporcionada por la datación de 35 Ma en el Batolito de Sierra Exploradora, ya que, como se dijo, éste interrumpe su traza. Por otra parte, tomando en cuenta que la FSC afecta a rocas del Bajociano, se tiene que, localmente, su actividad queda acotada entre el Bajociano y 35 Ma. Sin embargo, Tomlinson *et al.* (1994), sobre la base de datos más regionales,

Una muestra de muscovita extraída por Cornejo y Mpodozis (1996) en los esquistos muscovíticos proporcionó una edad K-Ar de 151 $\pm$ 5 Ma. Esta fue interpretada, por los citados autores, como rejuvenecida a causa de la pérdida de argón durante un evento termal y/o tectónico asociado a la FSC durante el Jurásico.

Los esquistos se observan intruidos por un granito de grano grueso, extremadamente cizallado y alterado, correlacionable, en forma general, con las rocas del Batolito Sierra de Doña Inés Chica.

#### CUBIERTA DE GRAVAS E IGNIMBRITAS

Esta cubierta, datada del Mioceno (Cornejo y Mpodozis, 1996), se depositó sobre un relieve plano con suave inclinación hacia el oeste. Se dispone discordantemente sobre todas las unidades litológicas mencionadas más arriba. Cubre aproximadamente el 50% del área estudiada (Fig. 2). Debido a esto, las observaciones estructurales deben hacerse en lo profundo de las quebradas o bien en cerros isla.

restringieron su actividad entre los 42 y 32 Ma, es decir, dentro del lapso comprendido entre el Eoceno tardío y parte del Oligoceno temprano.

Además, se observa que varias de las ramas de la FSC desplazan en forma de falla normal a la cubierta de gravas e ignimbritas en los alrededores de Quebrada del Carrizo, lo cual da cuenta de reactivaciones más recientes de dicha falla.

#### ESTRUCTURAS DIRECTAMENTE OBSERVADAS EN FALLA SIERRA CASTILLO

En la estación VIII (Fig. 2) afloran estructuras directamente relacionadas con el plano de falla de la FSC. Por una parte, en rocas del Batolito Sierra de Doña Inés Chica, inmediatamente adyacente a la falla, en su bloque oriental, se observaron planos de cizalle de rumbo promedio N7°E/76°W (N=37), paralelos a la traza de la FSC. Estos planos pueden asimilarse al plano C ('cisaillement') de una roca de falla, según la descripción de Berthé *et al.* (1979). El

plano S o de foliación, oblicuo, se observa con dificultad por la alteración de la roca, pero su intersección con el plano C indica un sentido de movimiento sinistral.

La otra observación directa sobre la falla se realizó en calizas bajocianas de su bloque occidental. Se trata de un suave y amplio pliegue de arrastre de eje vertical, que confirma un sentido de movimiento sinistral.

## ESTRUCTURAS MESOSCÓPICAS CONEXAS DE LA FALLA SIERRA CASTILLO

Las estructuras mesoscópicas conexas de la FSC son: fallas inversas, pliegues ptigmáticos, grietas de tensión, clivaje y fracturas subverticales en posición T (tensionales) y R (Riedel). Ellas afectan a diversas unidades litológicas a ambos lados de la FSC.

### FALLAS INVERSAS

Según la importancia de su expresión en terreno, es posible distinguir dos tipos de fallas inversas afectando a la Unidad de Brechas: fallas inversas mayores y fallas inversas menores.

#### FALLAS INVERSAS MAYORES

Se denominan fallas inversas mayores a aquellas fallas con planos bien definidos, rechazos mayores que 10 cm y corridas superiores a los 15 m. Presentan rellenos fibrosos de minerales hidrotermales tales como cuarzo, clorita, epidota y calcita, con espesores de hasta 6 cm (Fig. 3). Conservan un paralelismo muy pronunciado entre ellas.

El sentido del desplazamiento de estas fallas puede obtenerse de la asimetría de los rellenos fibrosos (Twiss y Moores, 1992). Otro criterio usado para definir el sentido y la magnitud de sus rechazos lo proporciona el desplazamiento de clastos en la Unidad de Brechas. Los desplazamientos medi-

dos van desde sólo algunos centímetros hasta algunas decenas de centímetros.

#### FALLAS INVERSAS MENORES

Las fallas inversas menores presentan corridas que no superan los 5 m, con actitudes más variables que las fallas inversas mayores. En ellas, las fibras de relleno tampoco se presentan tan marcadas y continuas como en las fallas mayores. Sin embargo, proporcionan buenos criterios para definir el sentido del movimiento, aunque no su magnitud.

#### CONTROL DE LAS FALLAS INVERSAS

La actitud de las fallas inversas se encuentra fuertemente controlada por el plano de estratificación de la Unidad de Brechas (Fig. 3), siendo precisamente en las capas fangolíticas donde éstas alcanzan su mejor expresión. Lo último se demuestra en la figura 4, por el subparalelismo de las fallas con respecto de la estratificación.

Dentro de este fuerte control estratigráfico ejercido sobre la actitud de las fallas, se distinguen dos modos de ocurrencia de fallas inversas mayores: en los bordes (Figs. 5A y B) o al interior (Fig. 5C) de las capas fangolíticas. Una variante de estos modos consiste en una falla que corre por el borde o al



FIG. 3. Falla inversa mayor propagada por una capa fangolítica. Observar las fibras de relleno centimétricas a lo largo de la falla. En la capa fangolítica se advierte el desarrollo de clivaje, muy denso y regular, con fuerte manteo al oeste. Vista hacia el norte.

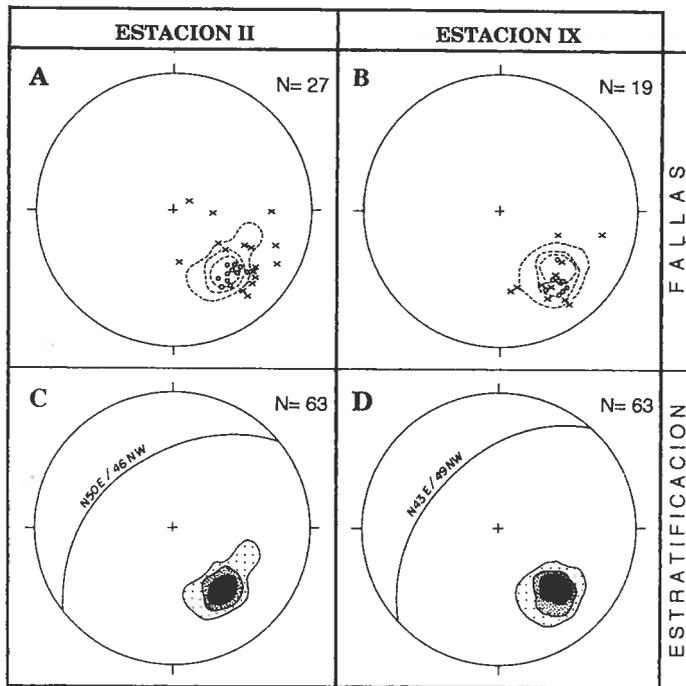


FIG. 4. Medidas de orientación de fallas inversas en estaciones II y IX. En (A) y (B) los pequeños círculos corresponden a polos de planos de fallas inversas mayores y las cruces a polos de planos de fallas inversas menores. Para comparación, en (A) y (B) se representan como líneas segmentadas los contornos de los diagramas (C) y (D). (C) y (D) son diagramas de densidad de polos de planos de estratificación. Los círculos mayores en (C) y (D) corresponden al plano de máxima distribución de polos de estratificación. Red de Schmidt, hemisferio inferior.

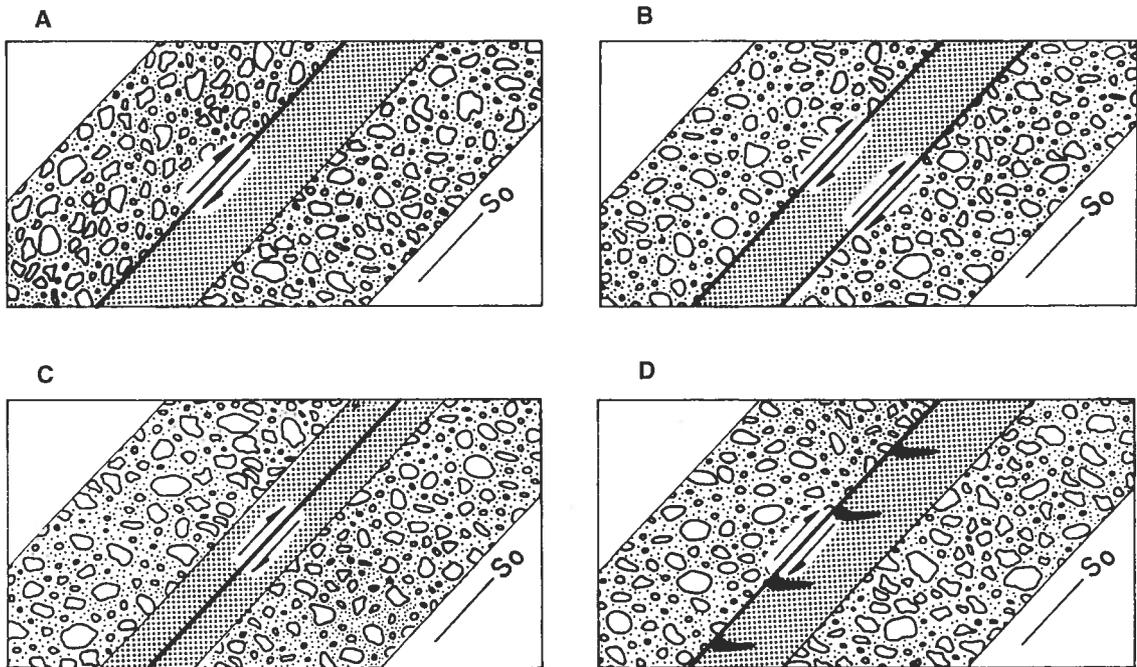


FIG. 5. Cuadro sinóptico que resume la ocurrencia de fallas inversas mayores. **A-** una sola falla propagada por el techo de una capa fangolítica; **B-** dos fallas propagadas por el techo y la base de una capa fangolítica, respectivamente; **C-** falla inversa propagada por la parte central de una capa fangolítica (ver, también, Fig. 3); **D-** una sola falla propagada por el techo de una capa fangolítica, la cual se encuentra asociada con grietas de tensión. Las flechas indican el sentido del desplazamiento a lo largo de las fallas.  $S_0$  indica el plano de estratificación.

interior de una capa fangolítica, pero asociada con grietas de tensión (Fig. 5D).

Las observaciones indican que algunos planos de estratificación, con moderados ángulos de manteo (46-49°W, Figs. 4C y D), se activaron como fallas inversas, siendo preferidos respecto de eventuales planos con ángulos más favorables, ca. 30°, como predice la teoría de Anderson (1951).

Para las fallas inversas menores, el control de la estratificación es más imperfecto que en las fallas inversas mayores, cubriendo ángulos de manteo que oscilan desde muy bajos hasta muy altos (Figs. 4A y 4B). Esto puede deberse a variaciones locales en la orientación del 'stress' principal máximo  $\sigma_1$ , respecto de la horizontal.

### PLIEGUES PTIGMATICOS

La presencia de pliegues ptigmáticos en venas de calcita perpendiculares a capas de rumbo N30°E en la estación VII, sobre el bloque occidental de la FSC, indica una dirección de acortamiento N60°W. Esta dirección de acortamiento noroeste coincide con las direcciones de acortamiento deducidas a partir de las medidas realizadas en la estación III, sobre la Falla Quebrada la Perra (Fig. 11).

### GRIETAS DE TENSION

Las grietas de tensión se desarrollan, preferentemente, al interior de las capas fangolíticas dentro de la Unidad de Brechas. Allí, presentan configuraciones concomitantes con el mismo movimiento de cizalle que originó las fallas inversas (Fig. 6). Ellas se observan en todos los estados de desarrollo, desde angostas y cortas grietas rectas hasta grandes y anchas grietas sigmoidales fuertemente rotadas, y también falladas en su parte central. Sus rellenos consisten en cuarzo, clorita, epidota y calcita.

Así, luego de su formación como grietas de tensión cortas y rectas, el cizalle al interior de la capa se distribuyó en forma frágil-dúctil, originando una rotación de tales grietas. Finalmente, se produjo una ruptura en la parte media del estrato, que provocó el desplazamiento inverso de las grietas de tensión.

Según sea el ángulo que forme el centro de cada grieta con el borde de la zona de cizalle, es posible calcular el valor del cizalle acumulado (Ramsay, 1967). Para grietas de tensión asociadas a fallas, el desplazamiento total debe obtenerse sumando, en primer lugar, el desplazamiento frágil-

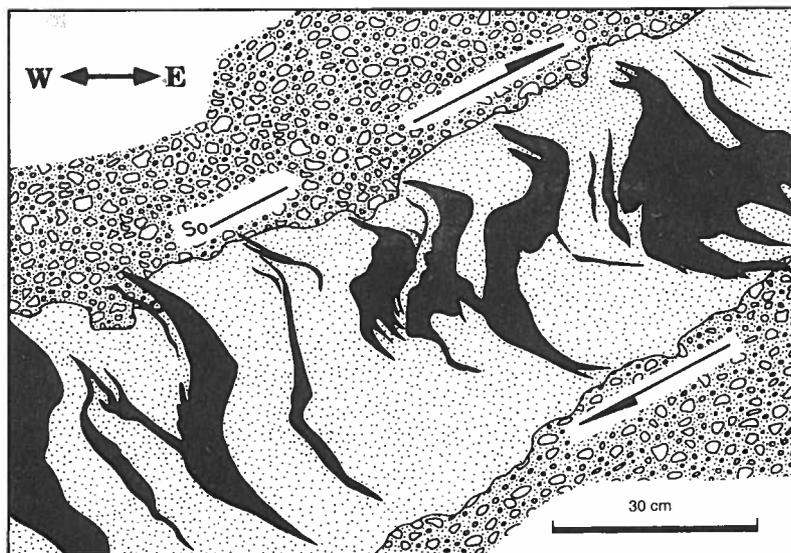


FIG. 6. Grietas de tensión rotadas al interior de una capa fangolítica dentro de la Unidad de Brechas. Las flechas gruesas indican el movimiento de cizalle externo impuesto sobre el estrato.  $S_0$  indica el plano de estratificación. Dibujo sobre fotografía.

dúctil marcado por la rotación de las grietas, y luego en segundo lugar, el desplazamiento netamente frágil asociado al movimiento de la falla. Así por ejemplo, el desplazamiento para el caso de una falla en la estación I es de 35 cm por concepto del desplazamiento dúctil, y de 6 cm por concepto del desplazamiento frágil. Esto hace un total de 41 cm.

### CLIVAJE

El clivaje fue observado, exclusivamente, en la Unidad de Brechas. Debe anotarse que no corresponde a clivaje de plano axial, puesto que en esa unidad no se observó plegamiento alguno. Dentro de ella, el clivaje presenta diferente aspecto, ya sea se trate de capas de brechas propiamente tal, o bien de capas fangolíticas.

Las fangolitas representan litologías favorables al desarrollo del clivaje, el cual, al atravesarlas, se observa muy densamente espaciado y regularmente distribuido, en comparación con las capas de brechas, donde el clivaje aparece con mayor espaciamiento y con traza irregular.

### CLIVAJE EN CAPAS FANGOLITICAS

Es en estas capas donde mejor se expresa el clivaje (Fig. 3). Corresponde a clivaje tosco o 'rough cleavage' (Gray, 1978; Onash, 1983), término que usan estos autores para describir el equivalente morfológico del clivaje de pizarra en areniscas. Esto, debido a que actualmente es conocido que el clivaje de pizarra, también, posee un carácter espaciado (Powell, 1979).

Las características microscópicas del clivaje en capas fangolíticas corresponden a un clivaje tosco débilmente desarrollado, en que sus planos son discontinuos y cortos, mostrándose típicamente curvados en torno a los granos detríticos. El espaciamiento de este clivaje es del orden de un par de milímetros, bajando a 1 mm o fracción de milímetro en aquellos lugares donde predomina la matriz arcillosa.

Los planos de clivaje representan superficies de disolución a lo largo de las cuales se han concentrado pasivamente filosilicatos y material insoluble, debido a la remoción de cuarzo y feldespato (Gray, 1982). Los procesos de disolución de estos minerales resultan evidentes, debido a la fuerte orientación dimensional de sus granos, que es paralela a la orientación del clivaje. Un rasgo microscópico

que contribuye al aspecto orientado del clivaje es el crecimiento de 'barbas' de mica blanca neoformada ('mica beards', Gray, 1978), en los bordes de los granos detríticos de cuarzo y feldespato.

Es conocido que el plano de clivaje se orienta paralelamente al plano (XY) del elipsoide de 'strain' finito, lo cual significa que es perpendicular a la dirección de acortamiento principal (Ramsay y Huber, 1983). Puesto que, en este caso, la orientación general del clivaje es noreste, se deduce que la dirección de acortamiento fue noroeste.

### CLIVAJE EN CAPAS DE BRECHAS

En las capas de brechas el clivaje se expresa como un 'clivaje de fractura' (Fig. 7), con un espaciamiento medio de 3,9 cm (N=54).

La configuración del clivaje en las capas de brechas es típicamente anastomosada y se constata una refracción de éste al pasar de las capas brechosas a las capas fangolíticas. Esto queda

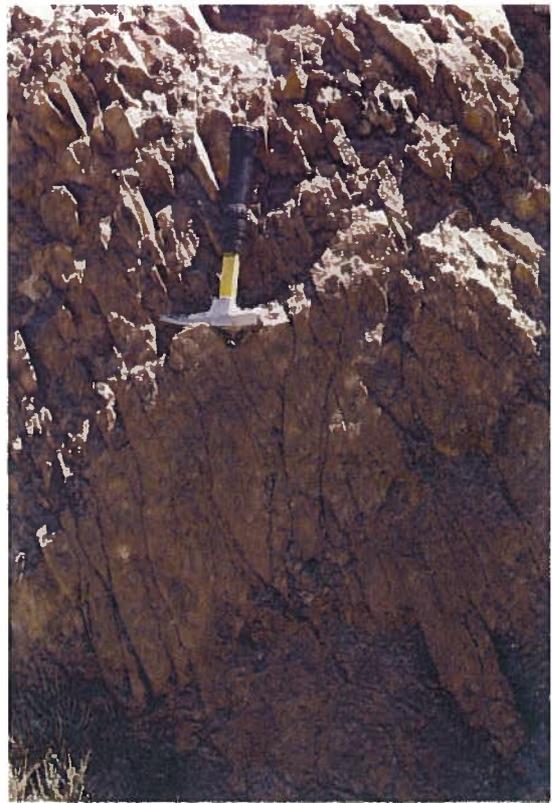


FIG. 7. Expresión del clivaje en capas de brechas. Observar el espaciamiento centimétrico del clivaje y la irregularidad de las superficies de clivaje.

demostrado con las medidas de clivaje realizadas en las estaciones II y IX, según las cuales se aprecia que el clivaje en las capas fangolíticas miente al oeste, en tanto que en las capas de brechas miente al este (Fig. 8).

#### FRACTURAS SUBVERTICALES EN POSICION T Y R

A continuación se define la posición de dos tipos de fracturas respecto a la dirección N35°E de la FSC. Estas son vetas en posición T (tensión) y fallas en posición R (Riedel).

#### VETAS EN POSICION T

En la estación IV se observan vetas de dirección noroeste con corridas de 30 a 40 m, que presentan rellenos de cuarzo, más sulfuros de cobre, de hasta 5 cm de ancho. Las vetas carecen de estrías en sus bordes, presentando clara estructura interna de entrecrecimiento de cristales de cuarzo bien cristalizado del tipo 'diente de perro'. Esto indica que son vetas tensionales y, por lo tanto, su rumbo es consistente con una dirección de acortamiento N70°W (N=16).

#### FALLAS EN POSICION R

En la estación V se observan fallas rellenas con calcita, dolomita y cuarzo, cuyo espesor varía entre 50 cm y sólo algunos centímetros. Se emplazan en andesitas de la Formación Quebrada del Salitre, en el bloque oriental de la FSC. Se asocian a pequeñas vetillas de minerales sulfurados de cobre.

La mayor parte de las fallas presentan rumbos variables entre N20°E y N40°W, con manteos iguales o mayores que 66° al oeste y al este. Sus estrías muestran sentidos de movimiento transcurrente sinistral (Fig. 9), deducido de diferentes criterios cinemáticos (Petit *et al.*, 1983). En algunas fallas, se observa una segunda dirección de estrías, también transcurrente, señalando que los movimientos se realizaron, al menos, en dos episodios. Se interpretan como fallas del tipo Riedel en dirección R, compatibles con un movimiento sinistral a lo largo de la FSC. La construcción del diedro de acortamiento (no mostrada en esta publicación), sobre la base de los datos de la figura 9, indica una dirección de acortamiento noroeste, según construcción basada en Marrett y Allmendinger (1990).

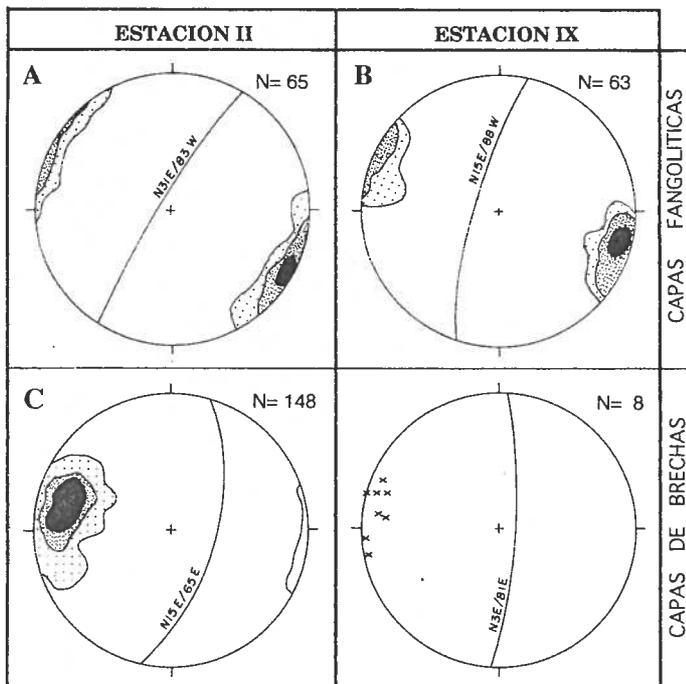
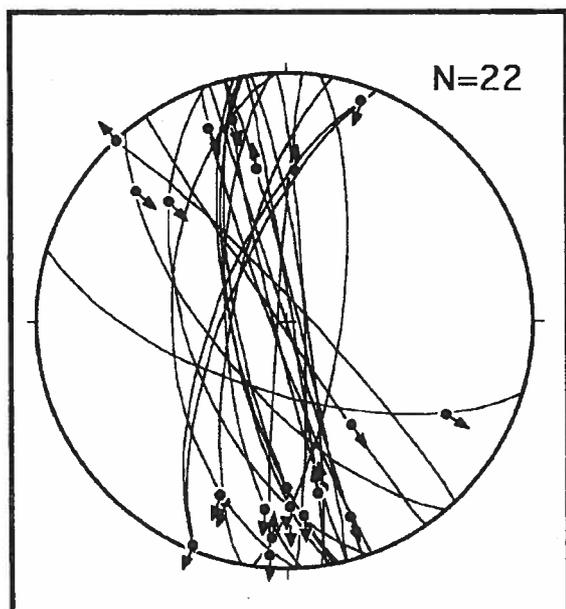


FIG. 8. Cuadro sinóptico que muestra medidas de clivaje en las estaciones II y IX. (A) y (B) en capas fangolíticas. (C) y (D) en capas de brechas. (A), (B) y (C) corresponden a diagramas de densidad de polos de planos de clivaje. En (D) las cruces corresponden a medidas individuales. Los círculos mayores corresponden al plano de máxima distribución de polos de clivaje.

## ESTACION V



Otra localidad en la cual se han observado fallas de tipo R es la estación VI. Esta se localiza en calizas bajocianas del bloque occidental de la FSC. Allí, se observan capas subverticales de rumbo noreste desplazadas por fallas de rumbo noroeste, transcurrentes de alto ángulo, con desplazamientos sinistres desde algunos centímetros hasta 1 m. El diedro de acortamiento (no mostrado en esta publicación) para  $N=6$  arroja un eje horizontal de rumbo noroeste.

FIG. 9. Fallas subverticales en posición R, estación V. Se indica la dirección y sentido de movimiento del bloque colgante, mediante una flecha en cada uno de los planos de falla. Red de Schmidt, hemisferio inferior.

## DIRECCIONES Y SENTIDOS DEL TRANSPORTE TECTONICO

En el sector estudiado se utilizaron dos procedimientos para determinar la direcciones y sentidos del transporte tectónico. Uno está basado en la cinemática de fallas inversas, y el otro, en la intersección entre dichas fallas y el clivaje.

## CINEMATICA DE FALLAS INVERSAS

En estación II se observaron dos direcciones de fibras de relleno y estrías superpuestas sobre el mismo plano de una falla inversa mayor. Ambas direcciones de estrías indican sentido de movimiento de componente principal inversa. De esta manera, se tiene que sobre un mismo plano de falla de actitud  $N47^{\circ}E/46^{\circ}W$  aparecen dos direcciones de estrías superpuestas con barridos o 'rakes' de  $50^{\circ}$  al oeste y de  $59^{\circ}$  al nor-noroeste (Fig. 10A). Una observación cuidadosa del plano de falla indica que las estrías con barrido al nor-noroeste cortan y, por lo tanto, son posteriores a las estrías con barrido al oeste.

En otras fallas inversas, tanto mayores como menores, de la estación II, se ha constatado estadísticamente la existencia de las mismas dos direcciones de estrías y fibras de relleno (Figs. 10B y

10C). Generalizando, es posible afirmar que la dirección oeste precedió a la dirección nor-noroeste. Esta cinemática indica posiciones sucesivas del eje de acortamiento principal. En las figuras 10D y 10E, aparecen las respectivas direcciones de acortamiento P y extensión T, con sus diedros de acortamiento y extensión. Los datos cinemáticos sobre fallas y estrías se procesaron mediante el programa Faultkin de Allmendinger *et al.* (1989-1992). El marco conceptual de este programa aparece expuesto en Marrett y Allmendinger (1990).

Por otra parte, las medidas realizadas en estación III sobre la FQLP (Fig. 2), acusan direcciones de estrías intermedias (Figs. 11A y 11B) respecto de las dos direcciones señaladas arriba. Estas representan reactivaciones en ángulos bajos a moderados de la FQLP. Ellas arrojan direcciones de acortamiento P también intermedias (Figs. 11C y 11D). No ha sido posible establecer en terreno la relación temporal entre las fallas de la estación III y las de la estación II, debido a la gran distancia que las separa. Sin embargo, se puede sugerir que las fallas de la estación III se formaron entre los dos eventos de acortamiento detectados en la estación II.

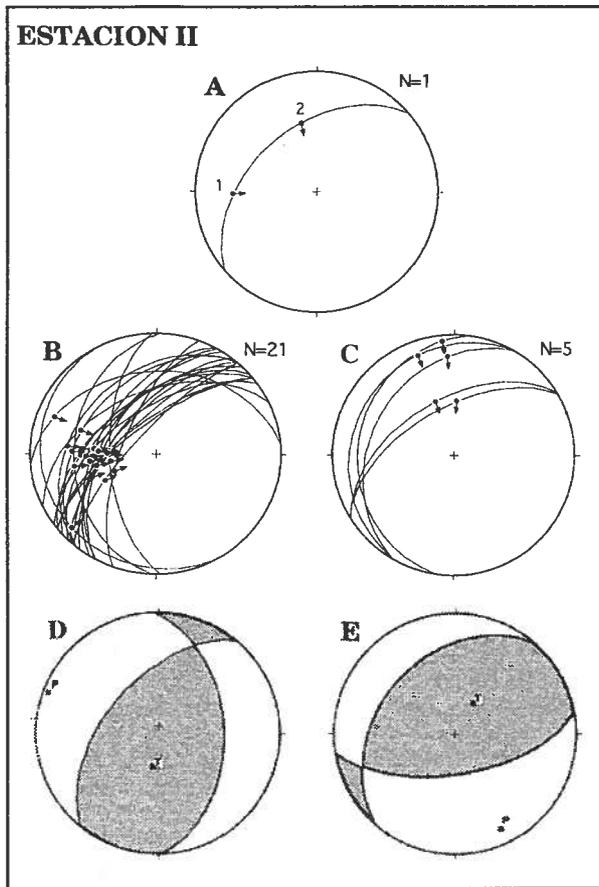
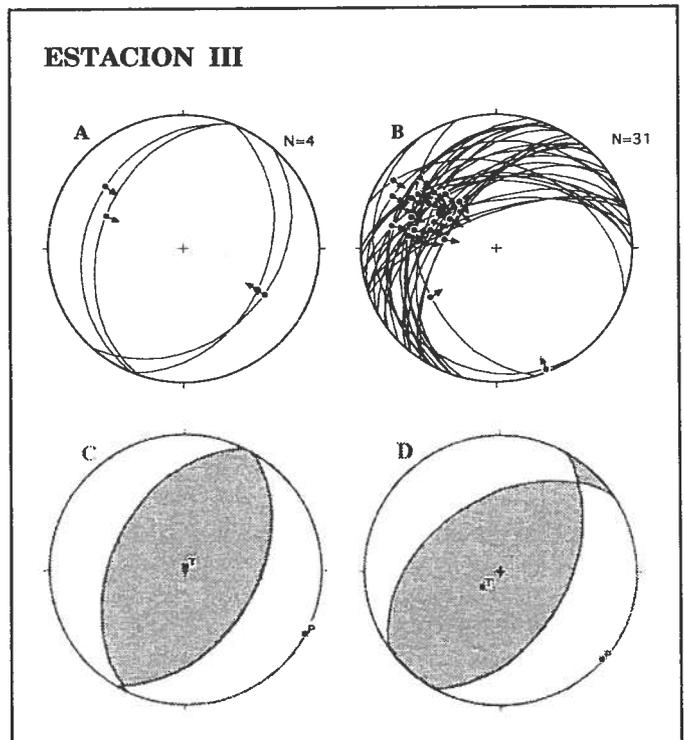


FIG. 10. Datos cinemáticos de fallas inversas mayores y menores en la estación II. Los círculos mayores corresponden a los planos de falla medidos. Las flechas indican sentido de movimiento del bloque colgante. **A-** dos medidas de estrias superpuestas en una misma falla inversa mayor de actitud N47°E/46°W. La dirección oeste (1) precedió a la dirección nor-noroeste (2); **B-** medidas de dirección oeste en fallas inversas independientes del caso (A); **C-** medidas de la dirección nor-noroeste en fallas independientes del caso (A); **D-** diedro de acortamiento (en blanco) y extensión (en sombreado), indicando los ejes de acortamiento P y extensión T para el caso (B), respectivamente.; **E-** mismo esquema de acortamiento y extensión para el caso (C). Red de Schmidt, hemisferio inferior.

FIG. 11. Fallas inversas menores con estrias de orientación noroeste en FQLP, estación III. Los círculos mayores corresponden a los planos de falla medidos. Las flechas indican sentido de movimiento del bloque colgante; **A-** dos sistemas de fallas inversas conjugadas; **B-** medidas de fallas inversas y estrias de uno de los dos sistemas anteriormente indicados; **C-** diedros de acortamiento y extensión con sus respectivos ejes de acortamiento P y extensión T para el caso (A); **D-** diedros de acortamiento y extensión para el caso (B). Red de Schmidt, hemisferio inferior.



### INTERSECCION ENTRE FALLAS INVERSAS Y CLIVAJE

Las medidas de clivaje efectuadas en la estación II sugieren importantes variaciones en el rumbo del clivaje (Fig. 8A), dada su distribución alargada en el borde de la proyección. Estas variaciones pueden reflejar cambios en la dirección de acortamiento, al igual que lo deducido a partir del estudio de la cinemática de fallas inversas.

Se determinaron direcciones y sentidos del transporte tectónico en dos afloramientos (A) y (B) de la estación II, donde se observa una clara relación entre fallas inversas y clivaje. Ambos se encuentran separados por ca. 400 m.

La relación entre fallas inversas y clivaje se ilustra en la figura 12, según construcción basada en Tomlinson (1994). La dirección de transporte se encuentra determinando la intersección (I) entre el plano de falla inversa (FI) y el plano de clivaje (CL). La recta-intersección (I) es perpendicular a la dirección de transporte (TR). De este modo, para encontrar la dirección de transporte, se cuenta -en la proyección- una distancia angular de 90° a partir de (I). El sentido de transporte corresponde al movimiento del bloque colgante de la falla inversa, a lo largo de la dirección de transporte determinada por el método indicado anteriormente. Dicho método tiene la ventaja de ser totalmente independiente de las fibras de relleno y/o estrías de las fallas.

Se determinó que la dirección de transporte (Ta) en (A) tiene un sentido hacia el este-sureste. A su vez, la dirección de transporte en (B) es (Tb), con un sentido hacia el sur-sureste (Fig. 13).

El método predice que las direcciones de es-

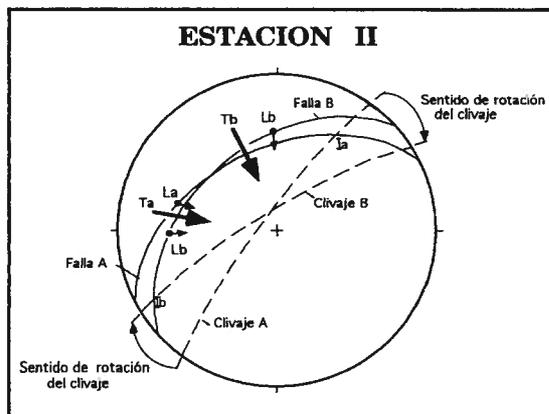


FIG. 13. Determinación de las direcciones de transporte (Ta) y (Tb), según los afloramientos (A) y (B) de la estación II. La dirección de transporte en (A) es (Ta), perpendicular a la intersección (Ia). La dirección de transporte en (B) es (Tb), perpendicular a la intersección (Ib). (La) y (Lb) corresponden a la dirección de fibras de relleno contenidas en fallas inversas de (A) y (B), respectivamente. Se indica el sentido de rotación horario del clivaje.

trías deberían ser paralelas a la dirección de transporte, si es que el clivaje es contemporáneo de la compresión que generó las fallas. Es lo que efectivamente sucede, dado que las direcciones de estrías (La) y (Lb) son aproximadamente las mismas que las direcciones de transporte (Ta) y (Tb) (Fig. 13).

En esa misma figura se advierte, además, que el clivaje en (B) se presenta rotado en el sentido de los punteros del reloj respecto al clivaje en (A), *i.e.*, en el mismo sentido que (Tb) lo hace respecto de (Ta). Esto sugiere que la dirección de acortamiento rotó en sentido horario.

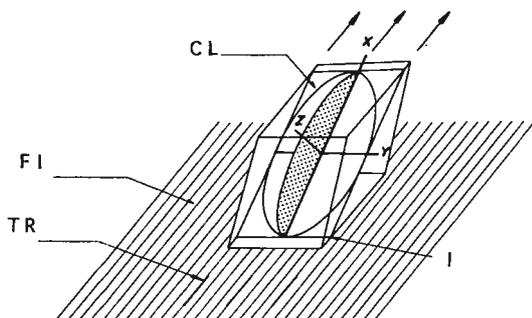
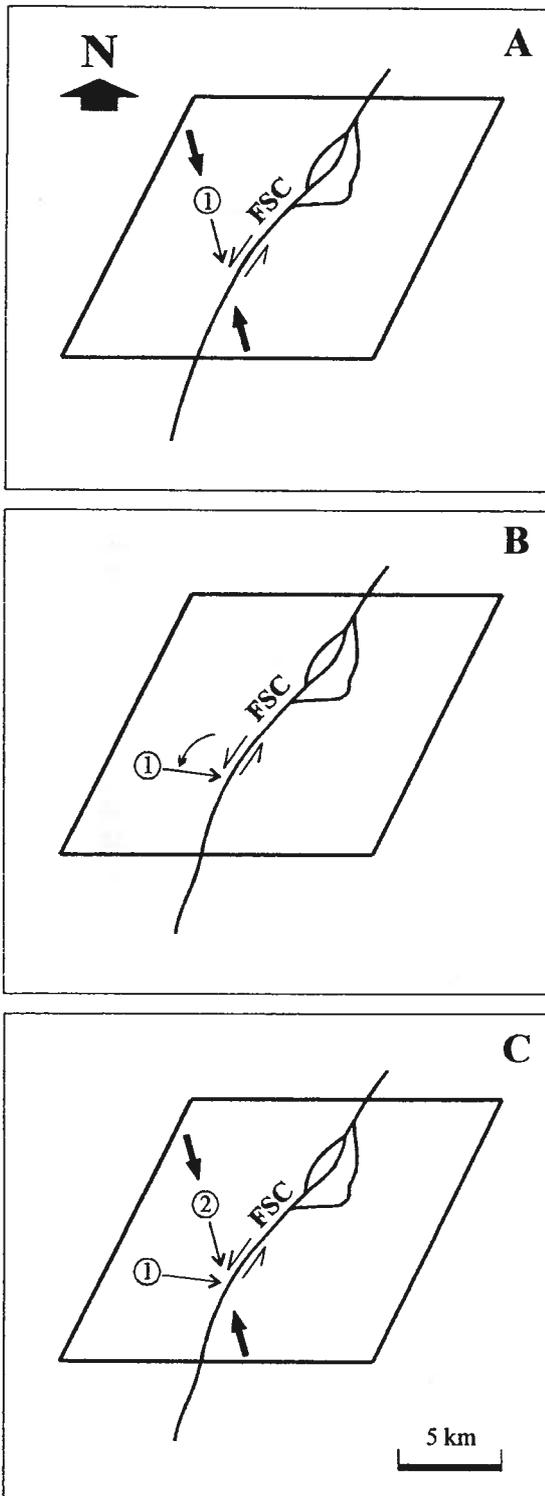


FIG. 12. Determinación de la dirección de transporte a lo largo de una falla inversa (FI) asociada a un clivaje (CL), mediante su intersección (I). La recta (I) es perpendicular a la dirección de transporte (TR). (X), (Y) y (Z) corresponden a los ejes del elipsoide de deformación.

## DISCUSION Y CONCLUSIONES



Apoyándose en la cinemática de distintos tipos de estructuras observadas tanto sobre el plano de falla, como en las inmediaciones de la FSC, se infiere que sus movimientos eoceno-oligocenos estuvieron dominados por 'stresses' transpresivos con transcurrancia sinistral. Lo anterior apoya las conclusiones de Tomlinson *et al.* (1993), sobre la base de otros tipos de estructuras más regionales.

La FSC *sensu lato* se inscribe, a mayor escala, dentro del Sistema de Falla Domeyko (Tomlinson *et al.*, 1994), el cual ha sido interpretado como una 'trench linked strike-slip fault' (Reutter *et al.*, 1991). Sin embargo, la existencia de transpresión sinistral no está de acuerdo con las reconstrucciones de placas para el Terciario Inferior. Efectivamente, ellas predicen componentes de cizalle dextrales paralelos a la paleofosa (Pardo-Casas y Molnar, 1987).

En consecuencia, no parece obvio recurrir a causas macrotectónicas para explicar los desplazamientos a lo largo de una falla como la FSC. Cabe considerar, también, la posibilidad de que las reconstrucciones de placas para el Eoceno-Oligoceno sean aún demasiado imperfectas como para ser aplicables, con cierto grado de confiabilidad, a los movimientos de las fallas asociadas a la subducción andina. Por otra parte, si bien es evidente que el vector convergencia de placas actuó, sus efectos de detalle parecen ser más complejos que una simple descomposición de 'stresses' según el rumbo de la falla.

FIG. 14. Posible escenario para el caso en que la dirección de acortamiento se haya conservado constante y las rocas hayan rotado en sentido inverso de los punteros del reloj. La flecha gruesa señala la dirección de acortamiento constante en el tiempo considerado (Eoceno-Oligoceno). Los números y las flechas delgadas indican las direcciones de acortamiento deducidas de las estructuras observadas. La doble flecha indica el movimiento transcurrente sinistral de la Falla Sierra Castillo (FSC). **A**- se generan las primeras estructuras según (1); **B**- las primeras estructuras rotan hasta una posición aparente de acortamiento oeste; **C**- se generan las últimas estructuras según (2), obedeciendo a la dirección de acortamiento nor-noroeste, que permaneció constante.

Tal complejidad se refleja para la FSC en el cambio de la dirección de acortamiento, al experimentar una rotación de 65° en sentido horario, desde una posición oeste hasta una posición noroeste. Al respecto, es importante tomar en cuenta que los cambios en el 'stress' de cizalle ('stress' paralelo a la falla), se asocian con cambios en la orientación del 'stress' principal máximo  $\sigma_1$ . Lo último ha sido demostrado mediante círculos de Mohr por Mandl (1988).

En el caso de la FSC, la primera etapa, de acortamiento casi perpendicular a la falla maestra, se asocia con un 'stress' de cizalle bajo a lo largo de la falla. En cambio, en etapas más tardías, con direcciones de acortamiento más paralelas a la falla, los 'stresses' de cizalle habrían sido más altos. Un 'stress' de cizalle bajo significa una falla débil o no acoplada, y un 'stress' de cizalle alto significa una falla resistente o acoplada. De este modo, la reología de la falla puede controlar las condiciones dinámicas generadas por la propia falla, al menos en su vecindad inmediata, tal como también se ha postulado para la Falla San Andreas de California,

Estados Unidos (Mount y Suppe, 1987). Si es así, la historia dinámica registrada para la FSC sugiere que habría ocurrido un fenómeno de endurecimiento ('strain hardening') durante la evolución de la falla. Este puede relacionarse con la formación del 'bend', el cual sería el causante del aumento de la resistencia al cizalle a lo largo de la falla. Esto explica satisfactoriamente la rotación progresiva de la dirección de acortamiento observada en la FSC.

Otra alternativa consiste en considerar una rotación en sentido antihorario de las rocas, conservándose la dirección de acortamiento constante (Fig. 14). Esta última alternativa contribuye a explicar, al menos en parte, el curvamiento o 'bend' que la FSC experimentó hacia el noreste. De este modo, al producirse la rotación de las rocas, habría aumentado la curvatura de dicho 'bend'.

La presente contribución privilegia deliberadamente el trabajo directo sobre datos de estructuras mesoscópicas en terreno, por sobre la búsqueda de las causas macrotectónicas del funcionamiento de grandes fallas de la Cordillera andina como la FSC.

## AGRADECIMIENTOS

El autor agradece la colaboración de L. Jofré (Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte), por la confección de parte de los dibujos e iniciar al autor en el manejo del programa Canvas. G. González (Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte) y J. Skarmeta (CODELCO-CHILE) revisaron el primer manuscrito de este trabajo. El autor agrade-

ce, especialmente, las correcciones de A. Tomlinson (SERNAGEOMIN), que contribuyeron a mejorar tanto el fondo como la forma del trabajo. De igual forma, se agradece a H. Véliz (geólogo independiente) la introducción al uso de Faultkin. Las campañas de terreno fueron financiadas por la Dirección de Investigaciones de la Universidad Católica del Norte, año 1996.

## REFERENCIAS

- Allmendinger, R.W.; Marrett, R.A.; Cladouhos, T. 1989-1992. Faultkin (formerly Fault Kinematics), version 3.25. A program for analyzing fault slip data for the Macintosh computer.
- Anderson, E.M. 1951. The dynamics of faulting. *Oliver y Boyd*, 206 p. Edinburgh.
- Berthé, D.; Choukroune, P.; Jeghouzo, P. 1979. Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: The example of the South Armorican Shear Zone. *Journal of Structural Geology*, Vol. 1, p. 31-42.
- Cornejo, P.; Mpodozis, C.; Ramírez, C.F.; Tomlinson, A.J. 1993. Estudio geológico de la Región de Potrerillos y El Salvador (26°-27° Lat. S). *Servicio Nacional de Geología y Minería - Corporación del Cobre*, Informe Registrado IR-93-01, Vol. 1, 258 p. Santiago.
- Cornejo, P.; Mpodozis, C.; Ramírez, C.F.; Tomlinson, A.J. 1992. Mapa geológico preliminar, Cuadrángulo Sierra Doña Inés Chica. *Servicio Nacional de Geología y Minería - Corporación del Cobre*, Informe Registrado IR-93-01, Vol. 1, mapas escala 1:50.000. Santiago.
- Cornejo, P.; Mpodozis, C. 1996. Geología de la Región de Sierra Exploradora (25°-26° Lat. S). *Servicio Nacional*

- de *Geología y Minería*, Informe Registrado IR-96-09, 2 Vols. Santiago.
- Gray, G.R. 1978. Cleavage in deformed psammitic rocks from southeastern Australia: their nature and origin. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 89, p. 577-590.
- Gray, D.R. 1982. Cleavage in psammitic rocks. In *Atlas of deformational and Metamorphic Rock Fabrics* (Borradaile, G.J.; Bayly, M.B.; Powell, C.McA.; editors). *Springer-Verlag*, 551 p.
- Mandl, G. 1988. Mechanics of Tectonic Faulting. Models and Basic Concepts. *Elsevier*, 407 p.
- Marrett, R.; Allmendinger, R.W. 1990. Kinematic analysis of fault-slip data. *Journal of Structural Geology*, Vol. 12, No. 8, p. 873-886.
- Mount, V.S.; Suppe, J. 1987. State of stress near the San Andreas fault: Implications for wrench tectonics. *Geology*, Vol. 15, p. 1143-1146.
- Mpodozis, C.; Cornejo, P. 1997. El rift triásico-sinemuriano de Sierra Exploradora, Cordillera de Domeyko (25°-26°S): asociaciones de facies y reconstrucción tectónica. In *Congreso Geológico Chileno, No. 8, Actas*, Vol. 1, p. 550-554. Antofagasta.
- Naranjo, J.A.; Puig, A. 1984. Hojas Taltal y Chañaral, Regiones de Antofagasta y Calama. *Carta Geológica de Chile*, No. 62-63. *Servicio Nacional de Geología y Minería*, escala 1:250.000.
- Olson, S. 1989. The stratigraphy and structural setting of the Potrerillos Porphyry Copper District, Northern Chile. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 16, No. 1, p. 3-29.
- Onasch, C.M. 1983. Dynamic analysis of rough cleavage in the Martinsburg Formation, Maryland. *Journal of Structural Geology*, Vol. 5, No. 1, p. 73-81.
- Pardo-Casas, F.; Molnar, P. 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, Vol. 6, p. 233-248.
- Perello, J.; Müller, G. 1984. El Horst de Sierra Castillo en la Cordillera de Domeyko, al occidente del Salar de Pedernales: sus fallas límites Barrancas y Sierra Castillo. *Comunicaciones*, No. 34, p. 47-55.
- Pérez, E. 1982. Bioestratigrafía del Jurásico de Quebrada Asientos, Norte de Potrerillos, Región de Atacama. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín*, No. 37, 149 p.
- Petit, J.P.; Proust, F.; Tapponier, P. 1983. Critères de sens de mouvement sur les miroirs de failles en roches non calcaires. *Bulletin de la Société Géologique de France*, Vol. 25, No. 4, p. 589-608.
- Pettijohn, F.L.; Potter, P.E.; Siever, R. 1972. Sand and sandstone. *Springer-Verlag*, 618 p. New York.
- Powell, C. 1979. A morphological classification of rock cleavage. *Tectonophysics*, Vol. 58, p. 21-34.
- Ramsay, J.G. 1967. Folding and fracturing of rocks. *McGraw-Hill Inc.*, 568 p.
- Ramsay, J.G.; Huber, M.I. 1983. The techniques of Modern Structural Geology: Vol. 1, Strain Analysis. *Academic Press*, 307 p.
- Reutter, K.J.; Scheuber, E.; Helmcke, D. 1991. Structural evidence of orogen-parallel strike slip displacements in the Precordillera of northern Chile. *Geologische Rundschau*, Vol. 80, No. 1, p. 135-153.
- Sylvester, A.G. 1988. Strike-slip faults. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 100, p. 1666-1703.
- Tomlinson, A.J. 1994. Relaciones entre el pórfido cuprífero y la falla inversa de la Mina Potrerillos: un caso de intrusivo sintectónico. In *Congreso Geológico Chileno, No. 7, Actas*, Vol. 2, p. 1629-1633. Concepción.
- Tomlinson, A.J.; Mpodozis, C.; Cornejo, P.; Ramírez, C.F. 1993. Structural Geology of the Sierra Castillo- Agua Amarga Fault System, Precordillera de Chile, El Salvador-Potrerillos. In *Second International Symposium on Andean Geology. Orstom*, p. 259-262. Oxford, England.
- Tomlinson, A.J.; Mpodozis, C.; Cornejo, P.; Ramírez, C.F.; Dumitru, T. 1994. El Sistema de Fallas Sierra Castillo- Agua Amarga: transpresión sinistral eocena en la Precordillera de Potrerillos - El Salvador. In *Congreso Geológico Chileno, No. 7, Actas*, Vol. 2, p. 1459-1493. Concepción.
- Twiss, R.J.; Moores, E.M. 1992. Structural Geology. *Freeman and Co.*, 332 p. New York.