

Segmentación, cinemática y cronología relativa de la deformación tardía de la Falla Salar del Carmen, Sistema de Fallas de Atacama, (23°40'S), norte de Chile

Gabriel González

Laboratorio de Tectónica Aplicada, Departamento de Ciencias Geológicas
Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas
Universidad Católica del Norte
Casilla 1280 Antofagasta, Chile
ggonzale@ucn.cl
dcarrizo@ucn.cl

Daniel Carrizo

RESUMEN

La Falla Salar del Carmen es una de las estructuras principales del Sistema de Fallas de Atacama, que se ubica al este de Antofagasta en el borde oriental de Sierra del Ancla. El evento de deformación más reciente a lo largo de esta falla dio origen a la formación de siete segmentos de falla de orientación submeridiana, cuya longitud promedio es de 8 km. Los segmentos muestran un escalonamiento lateral izquierdo, cuyos extremos están ligados por fallas de transferencia. La deformación formó escarpes de 0,2 a 9 m de altura en depósitos aluviales pliocénicos. Los escarpes más antiguos están caracterizados por un talud de detritos, en tanto que en los más jóvenes se conserva aún la cara libre. El proceso de formación de escarpes estuvo controlado por deslizamientos normales a lo largo de fallas subverticales. El estado de deformación está dado por un eje de extensión buzante 33° en la dirección N90E y una dirección de acortamiento buzante 56° en la dirección N87W. La estimación de la edad mediante datación morfológica de escarpes, indica que las fallas no serían más antiguas que el Pleistoceno tardío (< 400 Ka). Grietas con desplazamiento vertical centimétrico, formadas durante el terremoto de Antofagasta del 30 de Julio de 1995 (Mw=8,1), evidencian que este sistema experimenta reactivación cosísmica asociada a sismos de subducción. Los deslizamientos verticales >1 m, medidos en los segmentos estudiados, son probablemente inducidos por sismos de subducción con Mw>8,0.

Palabras claves. Sistema de Fallas de Atacama, Segmentación estructural, Datación morfológica, Neotectónica de antearco, Deformación cosísmica, Andes centrales.

ABSTRACT

Segmentation, kinematics and relative chronology of the late deformation of Salar del Carmen Fault, Atacama Fault System (23°40'S), northern Chile. The Salar del Carmen Fault is the most important strand of the Atacama Fault System exposed along the eastern border of the Sierra del Ancla. The younger slip event along this fault forms seven consecutive 8 km long north-south striking fault segments that cut Pliocene alluvial fans. The segments show a left stepping geometry, whose terminal parts are linked by transfer faults. The scarps were formed by east-down-dip-parallel slip along subvertical fault planes. The strain state is characterized by a N90E trending and 33° plunging extensional axis a N87W trending and 56° plunging shortening axis. Ruptures along the fault form 0.2-9 m high fault scarps. Older scarps are dominated by debris slope whereas younger scarps are free face dominated. Scarp ages, estimated by morphologic dating, indicate that the scarps are not older than the Late Pleistocene (<400 Ka). Cracks with

centimetric down-the-dip displacement were formed during the last subduction earthquake (Antofagasta, 30th de July 1995, $M_w=8.1$). This demonstrates that the Atacama Fault System experiences coseismic reactivation during large subduction earthquakes. Greater vertical slip documented along the Salar del Carmen Fault are interpreted to be triggered by subduction earthquakes with $M_w>8.0$.

Key words: Atacama Fault System, Structural segmentation, Morphological dating, Forearc neotectonic, Coseismic deformation; Central Andes

INTRODUCCIÓN

Un problema relevante en geología estructural es comprender de qué manera se produce el crecimiento de fallas normales en la corteza y cómo este crecimiento se relaciona con la sismicidad. Existen dos mecanismos por medio de los cuales estas fallas crecen, uno es mediante la acumulación de sucesivos desplazamientos a lo largo de una traza única y el otro es por medio de la unión de varias trazas de pequeñas rupturas o segmentos de fallas

(Cartwright *et al.*, 1995). En el primer mecanismo, la acumulación de desplazamientos sucesivos permite que la longitud de la falla se incremente desde el centro de su traza hacia los extremos. Debido a ello la altura del escarpe, a lo largo de la falla, adquiere la forma de un arco, donde el desplazamiento mayor se verifica en el punto medio de la traza (Fig. 1). En el segundo mecanismo, la falla incrementa su longitud por el crecimiento lateral y la unión de

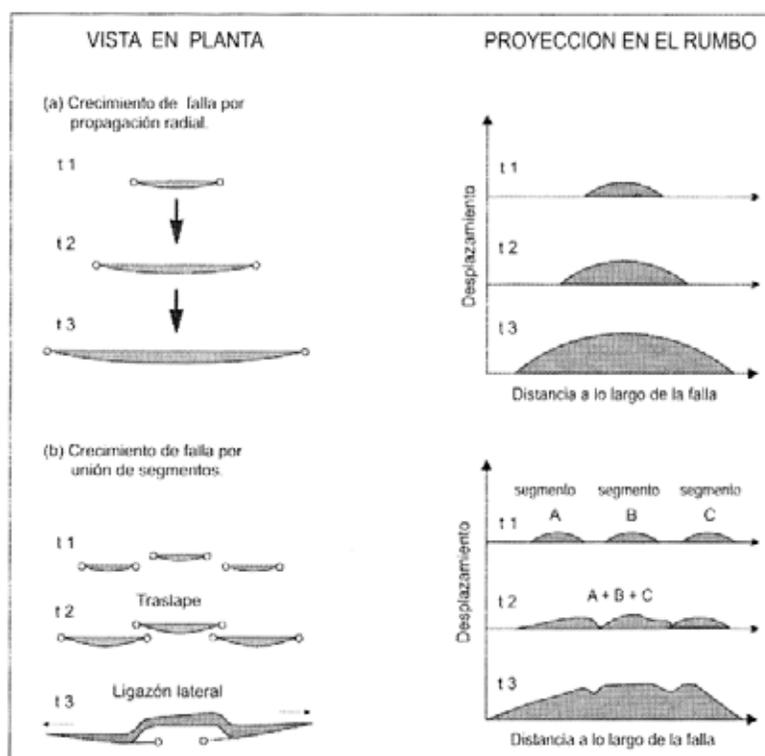


FIG. 1. Modelos de crecimiento de fallas, caso a) propagación radial de una falla que acumula desplazamiento a lo largo del tiempo, nótese que la altura del escarpe forma un arco elíptico cuya altura crece con el tiempo. Caso b) modelo de crecimiento de fallas por ligazón lateral de segmentos. En este caso se da que los segmentos comienzan como pequeños arcos elípticos los cuales se traslapan lateralmente con el aumento de la edad. En el estado más avanzado se observan perturbaciones en el arco elíptico del escarpe que acusa la presencia de los paleo-segmentos. Modificado de Cartwright *et al.* (1995).

segmentos de fallas originalmente discretos. En un estado avanzado del proceso de crecimiento, es imposible diferenciar fallas que han crecido por este mecanismo de aquellas que se han propagado mediante el primero. No obstante, si la unión de segmentos no se encuentra muy avanzada perturbaciones en la geometría de arco del escarpe acusarán el segundo mecanismo (Crone y Machette, 1984; Drawers y Anders, 1995).

Conocer la naturaleza del mecanismo de crecimiento es importante para determinar la energía sísmica necesaria para producir las rupturas en superficie. De este modo, una ruptura instantánea de decenas de kilómetros de longitud requiere mayor energía que la propagación de una falla por medio de la unión de varios segmentos formados en distintos momentos. Esto, en último término es relevante para entender la actividad paleo-sísmica de una región en particular.

EL PROBLEMA EN ESTUDIO

El Sistema de Fallas de Atacama (Arabasz, 1971) constituye uno de los rasgos estructurales más notables del norte de Chile (Fig. 2). Su distribución longitudinal subparalela al borde continental puede ser seguida por más de 1.000 km desde las inmediaciones de Iquique (21°S) hasta la Serena (30°S) por el sur. La edad cretácica inferior del Sistema de Fallas de Atacama (SFA) ha sido estimada mediante la datación de milonitas expuestas a lo largo de algunas trazas principales de este sistema de fallas (Hervé, 1987a; Scheuber y Andriessen, 1990). Reactivaciones de esta falla, durante el Cenozoico (Hervé, 1987b) han producido notables escarpes de falla que destacan, entre el río Loa y Paposo, a lo largo del borde oriental de la Cordillera de la Costa. En esta parte, la traza principal del SFA forma un escalón morfológico de 300 a 400 m de altura cuyo borde oriental es un amplio piedemonte conformado por abanicos aluviales coalescentes. En las inmediaciones del Salar del Carmen, a la latitud de Antofagasta, los abanicos aluviales más antiguos de este piedemonte, están cortados y desplazados verticalmente por el SFA. El desplazamiento se encuentra marcado por un escarpe que alcanza una longitud total de ca. 45 km. En este sector, la traza principal del SFA se denomina Falla Salar del Carmen (Arabasz 1971; Naranjo, 1987).

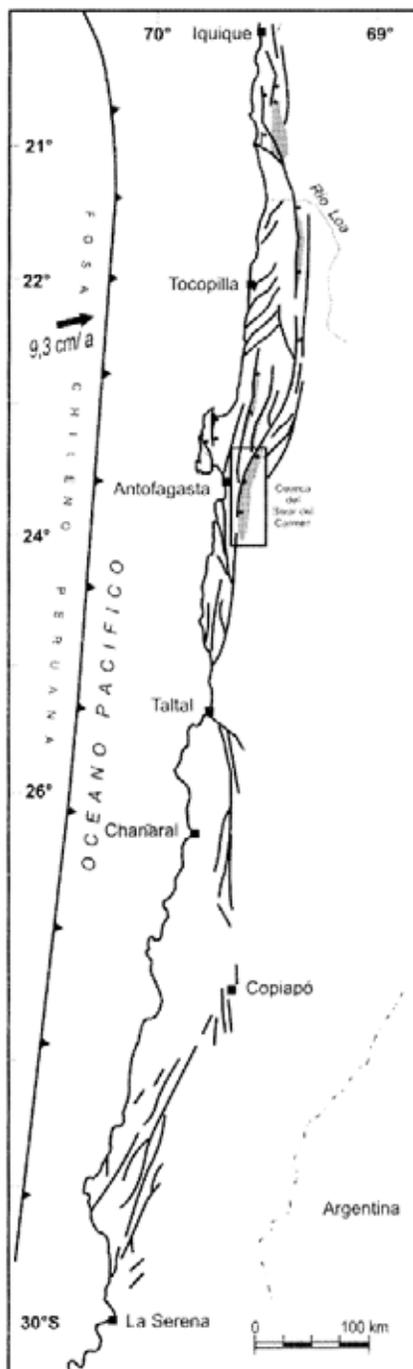


FIG. 2. Mapa estructural general del Sistema de Fallas de Atacama en el norte de Chile (modificado de Arabasz, 1971; Naranjo, 1987). En el costado izquierdo, se muestra la posición de la Fosa Chileno-Peruana, la velocidad de convergencia fue tomada de Minster y Jordan (1978). El rectángulo indica la ubicación del área de estudio. Las áreas sombreadas representan depresiones estructurales.

Varios autores han estudiado el problema del origen de la deformación más reciente de la Falla Salar del Carmen (Naranjo, 1987; Armijo y Thiele, 1990; Delouis *et al.* 1998). Naranjo (1987), sugirió que el escarpe de la Falla Salar del Carmen no es de origen tectónico sino que debe su origen a la circulación de agua subterránea. Armijo y Thiele (1990), explicaron la ruptura superficial como resultado de un movimiento transcurrente sinistral. En tanto que Delouis *et al.* (1998), sobre la base del estudio de formas de relieve, demostraron que el escarpe de la Falla Salar del Carmen fue formado por el desplazamiento de una falla normal. Ninguna de estas contribuciones ha abordado en detalle el problema de la segmentación de esta estructura y el modo de crecimiento de la falla. Tampoco se tiene certeza si el escarpe fue formado en eventos múltiples de desplazamiento o si resultó de un solo evento de ruptura.

Debido a la falta de estudios, la edad de las rupturas de la FSC no ha podido aún ser precisada. Sin embargo el hecho que algunas partes del escarpe estén dominadas por la cara libre indica que los procesos de degradación son extremada-

mente lentos o bien que la ruptura es bastante joven, cuya edad puede ser medible en algunas decenas o centenas de miles años. Los antecedentes sísmológicos de la Cordillera de la Costa han evidenciado que la FSC no presenta actividad sísmica somera (Arabasz, 1971 y Delouis *et al.*, 1996). Esto introduce la idea que la FSC se encuentra sísmicamente inactiva. De este modo surge la paradoja que rupturas superficiales, de aspecto reciente, no muestran actividad sísmica asociada. Esta paradoja conduce a las siguientes preguntas: ¿está el supuesto carácter joven de esta estructura fuertemente acentuado por la extrema aridez del Desierto de Atacama?; ¿Cuál es el mecanismo mediante el cual la FSC ha acumulado desplazamiento en el Neógeno más tardío?; ¿Cuál es el rol de la segmentación en la propagación de esta estructura? Para intentar responder estas preguntas, el presente trabajo se enfoca en los siguientes aspectos: caracterización de la naturaleza y origen de la segmentación de la FSC, determinación del carácter cinemático de las estructuras y estimación de la edad de las rupturas

METODOLOGÍAS

La segmentación de la FSC fue determinada mediante el mapeo en terreno sobre fotografías aéreas de escala 1:15.000. La determinación de la cinemática se realizó mediante un mapeo de secciones verticales de marcadores litológicos desplazados por la falla, expuestos en dos canteras para extracción de áridos. También se registró la actitud de estrías de fallas. La edad de los desplazamientos fue estimada en forma relativa sobre la base de dataciones radiométricas K-Ar. Estas se realizaron en concentrados de biotita, provenientes de horizontes de ceniza volcánica intercalados en los depósitos aluviales desplazados por la fallas. La edad de los escarpes fue acotada mediante la aplicación del método de datación morfológica ba-

sado en el modelo de degradación de escarpes (Bucknam y Anderson, 1979; Nash, 1980; Colman y Watson 1983). Para ello fue necesario levantar perfiles geodésicos, con estación total, que permitieran obtener los parámetros geométricos necesarios para la estimación de la edad de los escarpes. Por medio de los perfiles geodésicos se midió también la inclinación de la superficie original desplazada por la falla. La medición de la inclinación de la superficie original permite por una parte detectar si los bloques comprometidos por la falla experimentaron basculamiento y por otra determinar la magnitud aproximada del rechazo vertical acumulado.

MARCO GEOLÓGICO

La Cordillera de la Costa en las inmediaciones de Antofagasta está formada principalmente por rocas estratificadas e intrusivas del Jurásico Infe-

rior hasta el Cretácico Inferior (Ferraris y Di Biase, 1978). Las unidades estratificadas consisten en rocas volcánicas andesíticas de la Formación La

Negra de edad jurásica (García, 1967); rocas sedimentarias continentales de la Formación Caleta Coloso del Titoniano-Neocomiano (Brüggen, 1950), y rocas calcáreas marinas, de la Formación El Way del Hauteriviano-Barremiano. Afloran también rocas intrusivas pertenecientes al Batolito Costero de edad jurásico-cretácica inferior, emplazadas en las rocas volcánicas de la Formación La Negra (Ferraris y Di Biase, 1978). Todas estas rocas forman el substrato rocoso de las unidades estratificadas cenozoicas las cuales se exponen principalmente en la forma de un extenso piedemonte localizado en la vertiente oriental de la Cordillera de la Costa de Antofagasta (Sierra del Ancla). Este piedemonte, denominado en esta contribución Piedemonte Oriental, se encuentra conformado por depósitos aluviales antiguos, depósitos aluviales modernos, depósitos salinos holocénicos del Salar del Carmen y depósitos eólicos.

Los depósitos aluviales antiguos consisten en brechas y arenas de color pardo claro a pardo rojizo con intercalaciones de uno o dos horizontes de ceniza volcánica blanca. Estos depósitos se disponen bien estratificados, mal seleccionados y localmente cementados por sales en su parte superior. El espesor mínimo de esos depósitos es del orden de 20 m. Dataciones radiométricas K-Ar en concentrados de biotita, provenientes de los horizontes de ceniza blanca, han dado edades comprendidas

entre los 5,2 y 2,9 Ma (Tabla 1) sugiriendo una edad máxima pliocena para ellos. Estos depósitos forman abanicos aluviales inactivos cuyos canales de alimentación están encajonados en el frente de montaña de la Cordillera de la Costa de Antofagasta. Estos abanicos se encuentran cortados y desplazados por la Falla Salar del Carmen formando el escarpe que se estudia en este trabajo.

Los depósitos aluviales modernos están formados por brechas conglomerádicas y arenas medias de color pardo claro. Estos depósitos forman abanicos aluviales activos cuyos canales de alimentación se ubican inmediatamente detrás del escarpe de la Falla Salar del Carmen, encajonados en la parte alzada de los abanicos aluviales antiguos. Esta disposición encajonada de los abanicos aluviales modernos, respecto de los abanicos aluviales antiguos, evidencia una migración del frente de montaña hacia el este. Esto es un efecto de los desplazamientos verticales tardíos ocurridos a lo largo de la Falla Salar del Carmen.

Debido a que los depósitos aluviales modernos cubren los depósitos aluviales antiguos y sus canales de alimentación degradan actualmente el escarpe de la Falla Salar del Carmen su edad máxima se estima como post-pliocena. Considerando que ellos se encuentran activos, es muy probable que su deposición haya comenzado en el Pleistoceno Tardío.

TABLA 1. EDADES RADIOMÉTRICAS K-Ar DETERMINADAS EN BIOTITAS DE CENIZAS VOLCÁNICAS INTERCALADAS EN LOS DEPÓSITOS ALUVIALES PLIOCÉNICOS.

Muestra	Localización	Material datado	%K	%Ar atm. (STP)	%Ar rad. nI/g	Edad Ma y Error (2σ)	Referencias
SC-1	23°31'S 70°15'W	Biotita	7,462	56	0,855	3,0 ± 0,2	Naranjo (1987)
HADM-210	23°43'48"S 70°18'42"W	Biotita	7,065	78	1,427	5,2 ± 0,5	Este trabajo
HAGG-151	23°44'53"S 70°20'58"W	Biotita	7,121	89	0,801	2,9 ± 0,5	Este trabajo

Edades realizadas en el Laboratorio de Geocronología K-Ar del Servicio Nacional de Geología y Minería. Constantes utilizadas según Steiger y Jäger (1977).

EL SFA EN EL ÁREA DEL SALAR DEL CARMEN

En el área del Salar del Carmen el SFA se expresa según dos fallas de orientación N20E que limitan el Piedemonte Oriental. Estas son: la Falla Sierra del Ancla y la Falla Salar del Carmen (Fig. 3). La primera forma el límite entre la Sierra del Ancla y el Piedemonte Oriental. La segunda constituye la falla que corta el Piedemonte Oriental, formando el escalón morfológico donde se ubica el escarpe estudiado en este trabajo.

LA FALLA SALAR DEL CARMEN

La FSC se manifiesta según una ruptura de 45 km de largo que desplaza la superficie de los depósitos aluviales antiguos, formando un escarpe que alcanza una altura máxima de 9 m (Fig. 7). Al norte de la quebrada Caracoles, la superficie de falla expuesta en dos canteras de rípios excavadas en la misma falla, tiene un rumbo N20E, y un manto de 75°E a 90°E. En su extremo sur, la falla tiene una orientación variable entre N5W y N5E y un manto de 75°E a 90°. En dos perfiles levantados en forma transversal a la falla se detectó una diferencia mayor que 5° entre las superficies definidas sobre el bloque colgante y el bloque yacente. En ambos casos se observa que el bloque colgante está basculado *ca.* 5 hacia la falla en relación al bloque yacente. Esta observación coincide con el hecho que la estratificación de los depósitos aluviales antiguos en las proximidades de la falla forma una estructura tipo anticlinal de 'roll-over' (Fig. 4). La ocurrencia local de este tipo de estructura sugiere que el manto de la FSC, en algunos sectores, disminuye con la profundidad.

Las estrías medidas a lo largo de la FSC, tanto en el plano principal como en fallas secundarias sintéticas y antitéticas respecto de este plano, tienen un ángulo de barrido subparalelo a la dirección de manto (Tabla 2). Esto junto con el sentido de movimiento relativo dado por marcadores estratigráficos, tales como horizontes de ceniza blanca intercalados en los depósitos aluviales pliocénicos, indica en la mayoría de los casos, que los escarpes fueron formados por fallas normales de alto ángulo (Fig. 5). El movimiento general registrado a lo largo de la FSC coincide con el escalón morfológico exhibido por la topografía, que muestra que la

Sierra del Ancla se ubica en el bloque alzado y el Piedemonte Oriental en el bloque hundido de la falla.

En el extremo norte de la FSC, donde ésta tiene un rumbo N20E, Armijo y Thiele (1990), hicieron la observación que dos abanicos aluviales antiguos se presentan desplazados en sentido sinistral. La geometría en planta, que documentaron estos autores, consiste en dos abanicos aluviales antiguos que están parcialmente cubiertos en su parte sur por dos abanicos aluviales modernos. En la interpretación de Armijo y Thiele (1990), los abanicos aluviales antiguos fueron cortados por la falla y desplazado en sentido sinistral (hacia el norte en el bloque este). Con posterioridad a este desplazamiento, los sedimentos de los abanicos más jóvenes escurrieron aguas abajo, a partir de la traza de falla, cubriendo parcialmente la parte sur de los abanicos aluviales antiguos, ubicados en el bloque este. Delouis *et al.* (1998) interpretaron esta observación no como resultado de un desplazamiento lateral, sino como un efecto del gradiente topográfico general de esta parte del Piedemonte Oriental, el cual se inclina hacia el sureste. En esta interpretación el desplazamiento vertical, originó un nuevo frente de montaña, el escarpe de falla, a partir del cual derivaron los abanicos aluviales modernos. El gradiente topográfico dirigido hacia el sureste obligó a que estos abanicos aluviales drenaran en ese mismo sentido. Mediante este proceso, los abanicos modernos cubrieron parcialmente el borde sur de los dos abanicos aluviales antiguos generando una geometría similar a la de abanicos desplazados sinistralmente. Debe notarse que a lo largo de la Falla Salar del Carmen estos dos abanicos son los únicos casos donde se da esta geometría de aparente movimiento sinistral. Todos los otros abanicos aluviales antiguos muestran claramente movimientos verticales dominantes.

Con posterioridad a las observaciones realizadas por Armijo y Thiele (1990), a lo largo de esta parte de la FSC, fueron excavadas dos canteras de extracción de ripio de 12 m de profundidad, denominadas en este trabajo como Cantera Norte y Cantera Sur (Fig. 5).

En la Cantera Norte el plano de falla principal presenta estrías con un ángulo de barrido cercano

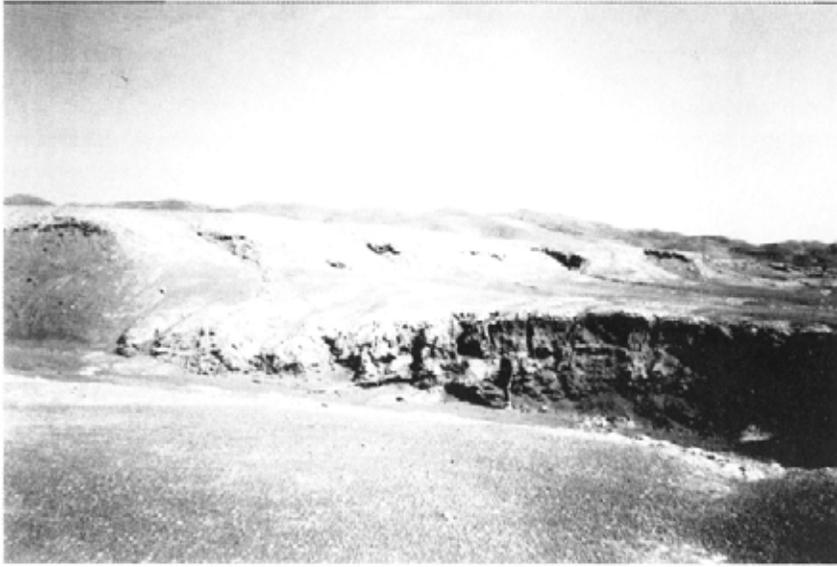


FIG. 4. Estructura tipo anticlinal 'roll-over' desarrollada en la Falla Salar del Carmen. Vista hacia el NW. Las capas marcadoras están dadas por la estratificación de los depósitos aluviales antiguos.

a la dirección de manto, lo cual evidencia que los últimos desplazamientos a lo largo de la FSC que afectan a los depósitos aluviales antiguos, estuvieron dominados por un movimiento vertical-normal. En la pared oriental de la Cantera Norte, a ca. 20 m al este del escarpe de la FSC, se observan dos fallas con separación vertical orientadas en forma subparalela al escarpe. La separación vertical es evidenciada por un horizonte de ceniza blanca intercalado en los depósitos aluviales antiguos. El sentido de movimientos es sintético respecto de aquel dado por la falla principal.

En la Cantera Sur se observan algunas fallas con separación inversa de rumbo N15E-20E que convergen hacia una falla subvertical de rumbo N15E. El manto de las fallas con separación inversa varía entre 65 y 70°W y su sentido de movimiento marca el ascenso relativo del bloque occidental (Fig. 5). Los rechazos verticales medidos en estas fallas varían entre 0,5 y 1,5 m. El hecho que estas fallas no muestren relaciones de corte con la falla subvertical, sino que convergen hacia ella, sugiere que están cinemáticamente conectadas. Las capas de los depósitos aluviales ubicadas sobre las fallas inversas forman un anticlinal abierto cuyo limbo oriental manta 18° hacia el este (Fig. 5). En la zona de charnela de este pliegue la falla subvertical es ciega. Esta geometría es similar a la descrita por

Allmendinger (1998) quien demostró que fallas inversas y pliegues extensionales forzados pueden ser el resultado de deformación inducida por cizalle triangular debido a la propagación hacia arriba del punto de término de fallas normales. Withjack *et al.* (1990) demostró con modelos de arcilla similar relación cinemática.

En consideración a la interpretación de movimiento transcurrente efectuada por Armijo y Thiele (1990), los antecedentes aportados en el presente trabajo indican consistentemente que los desplazamientos más jóvenes observados a lo largo de la FSC son de tipo vertical-normal.

FALLA SIERRA DEL ANCLA

La Falla Sierra del Ancla (FSA) forma un escalón morfológico del orden de 300 m de altura que limita la sierra homónima con el Piedemonte Oriental. La expresión de su actividad más reciente está dada por un escarpe de altura variable entre 0,5 a 2,5 m que afecta los depósitos aluviales antiguos. El escarpe exhibe una cara orientada hacia el este. Su traza tiene un rumbo de orientación N20E y una longitud de 26 km.

Con el objeto de determinar la actitud del plano de falla se excavaron pequeñas trincheras transversales a lo largo de esta estructura. De este modo

TABLA 2. TABLA DE DATOS ESTRUCTURALES PARA LAS FALLAS SALAR DEL CARMEN Y SIERRA DEL ANCLA.

Categoría	Falla	Estría	Sentido	Eje P	Eje T
Falla Salar del Carmen					
Segmento Caracoles (u1) 23°35'56"S-70°19'34"W					
FP	N6E/80E	S84E/80	ND	N84W,55	N96E,35
FP	N2E/75E	N73E/74	NS	N81W,60	N88E,30
FP	N20E/80E	N83E/79	NS	N64W,55	S74E,35
FP	N23W/88N	S30E/75	ND	S52W,45	N81E,41
Estadística de Bingham				N58W,66	S86E,21
Segmento Estación O'Higgins (u2) 23°40'41"S-70°24'05"W					
FS	N5E/77W	N64W/76	ND	N88E,58	N81W,32
FS	N5W/75W	N61W/72	ND	N71E,59	N87W,29
Estadística de Bingham				N80E,58	N84W,30
Segmento La Negra (u3) 23°48'43"S-70°19'42"W					
FP	N5E,77E	N74E,76	NS	N78W,58	S89E,32
FP	N5W,75E	N51E,72	NS	N81W,59	N77E,29
Estadística de Bingham				N80W,58	N84E,31
FS	N15W,90E	S15E,75	NS	S60W,43	N71W,43
FS	N20W,85W	S39W,84	NS	N73E,50	S67W,40
FS	N10W,85W	S80W,85	ND	N80E,50	S80W,40
FS	N10W,85W	S14W,78	NS	S88E,49	S70W,39
Estadística de Bingham				N78E,52	S78W,37
Estadística de Bingham general para FSC (FP)				N87W,56	N90E,33
Falla Sierra del Ancla (y) 23°40'45"S-70°19'06"W					
FP	N10E,65E	N73E,62	NS	N57W,68	N91E,19
FP	N5E,72E	N49E,65	NS	N60W,59	N81E,25
FP	N12E,88E	S22E,86	ND	N81W,47	S75E,43
FP	N20E,75E	N66E,70	NS	N51W,58	S81E,29
FP	N20E,75E	N82E,73	NS	N59W,59	S76E,30
Estadística de Bingham				N62W,59	S84E,29
Estadística de Bingham para todas las fallas				N58W,66	S86E,21

Los valores de orientación de planos de fallas están dados en la convención de cuadrantes. Orientación de estrías de falla y de ejes P (acortamiento) y T (extensión) están expresados en dirección de buzamiento (convención de cuadrantes) y ángulo de buzamiento; **FP**= falla principal; **FS**= falla secundaria; **NS**= normal sinistral; **ND**= normal dextral.

se pudo demostrar que la FSA tiene un plano cuyo rumbo varía N5 y N20E y que tiene un plano que maneja 65 a 88°E. Las estrías de falla documentadas en este plano tienen un ángulo de barrido que varía entre 72 y 88°N. Esta actitud de las estrías, junto con el sentido de movimiento inferido de la morfología del escarpe, indica que el movimiento a

lo largo de esta falla es de tipo normal, con una leve componente sinistral. La altura del escarpe formado en los depósitos aluviales antiguos, no mayor a 2,5 m, sugiere que los rechazos verticales asociados a la formación de este escarpe son de ese orden de magnitud.

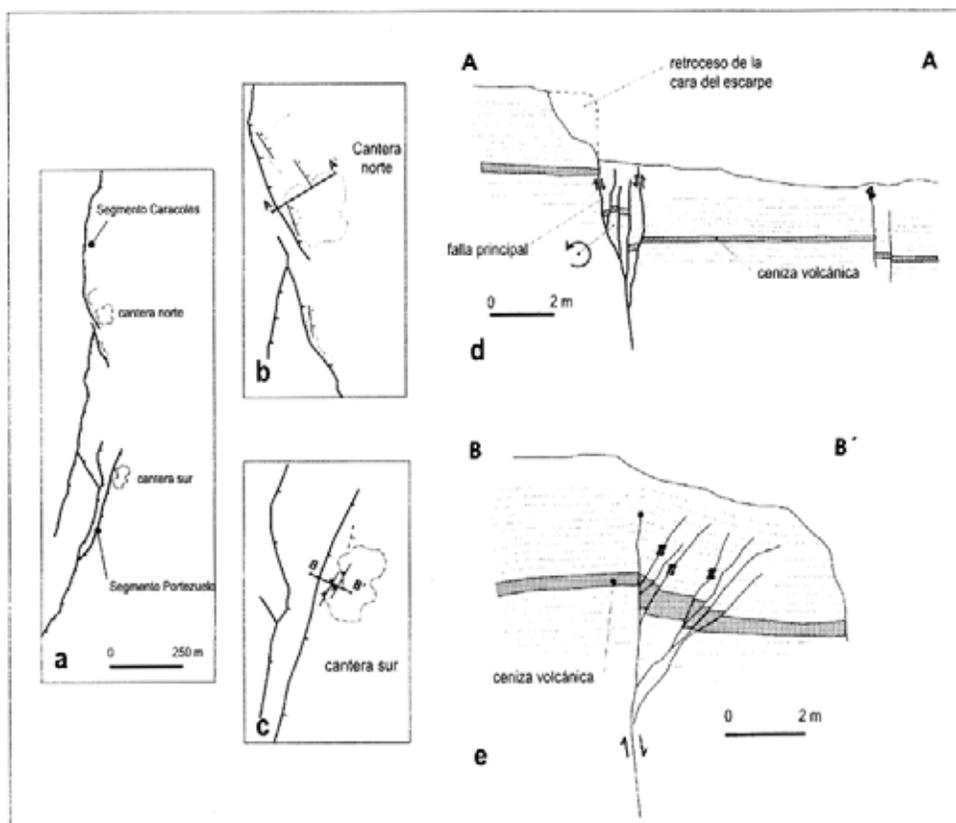


FIG. 5. Esquemas de exposición de la FSC en secciones verticales de las Canteras Norte y Sur. a) Mapa de ubicación general de la FSC y de las canteras. b) y c) mapa de ubicación de Cantera Norte y Cantera Sur respectivamente, mostrando la geometría de las estructuras. d) Esquema general que muestra la disposición de las estructuras en la FSC en la Cantera Norte, notar el detalle la ocurrencia de fallas normales verticales y subverticales desplazando capas ceniza volcánica intercalada en los depósitos aluviales pliocénicos. e) esquema de fallas con separación inversa desplazando cenizas retrabajadas, nótese como las estructuras convergen en profundidad a una falla subvertical ciega, ubicada al oeste. Sobre la terminación de las fallas se desarrolla un pliegue anticlinal del tipo extensional forzado.

DETERMINACIÓN DE LOS EJES DE DEFORMACIÓN

La determinación de los ejes de deformación instantánea se realizó por medio del método de los diedros P-T de Marrett y Allmendinger (1990). Este método se basa en la determinación de la posición de los ejes de extensión (T) y acortamiento (P) incrementales asociados a una falla individual, o una población de fallas. Esto se hace utilizando la orientación del plano y de la estría de falla, y el sentido de movimiento. La estría de falla y el vector normal al plano de falla definen el 'plano de movimiento', en el cual se encuentran contenidos los ejes P y T, cada uno orientado a 45° del plano de

falla (Fig. 6). En el caso de un grupo de fallas, las posiciones obtenidas para los ejes P y T de cada falla, se les aplica la estadística de distribución de Bingham (Marret y Allmendinger, 1990). Este procedimiento considera los P y T como elementos direccionales relacionados, ubicados a 90° entre sí. Mediante la distribución de Bingham se calculan los vectores estadísticamente representativos de los ejes P y T calculados para cada falla. Obteniendo, de esta manera, las direcciones máximas de los ejes de acortamiento y extensión representativos para la población de fallas.

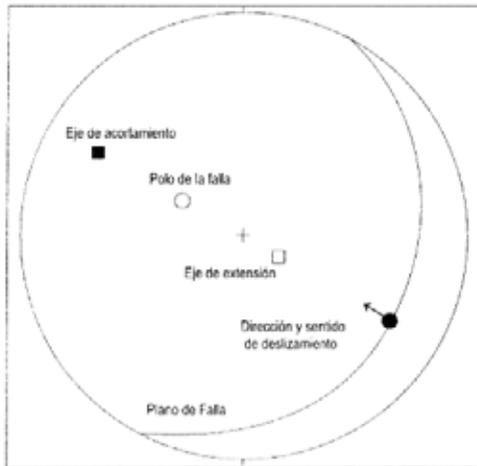


FIG. 6. Geometría de la cinemática de desplazamiento de una falla en proyección equiareal en el hemisferio inferior (modificado de Marrett y Allmendinger, 1990).

El resultado de la aplicación de este método a la FSC y a las fallas espacialmente asociadas a ella, muestra que el eje de acortamiento máximo (P), buza 56° en dirección N87W; en tanto que el eje de extensión máxima (T), buza 33° en la dirección N90E (Tabla 2 y Fig. 3). Para la FSA, se tiene que el eje de acortamiento máximo buza 59° en dirección N62W, y el eje de extensión máxima, es moderadamente inclinado, buzante 29° en la dirección S84E. Las orientaciones de los ejes P y T en ambas fallas indican que los escarpes fueron formados por desplazamientos a lo largo de una falla subvertical. El hecho que los ejes P y T no sean exclusivamente verticales ni horizontales respectivamente se debe al alto ángulo de manteo de las fallas, 80° para la Falla Salar del Carmen y 75° para la Falla Sierra del Ancla.

SEGMENTACIÓN DE LA FSC

El término 'segmento de falla' ha sido definido por Crone y Haller (1991), para describir una porción superficial de una falla que ha liberado la mayor cantidad de energía sísmica durante un evento sísmico. Los siguientes dos criterios propuestos por estos autores permitieron identificar siete segmentos en la FSC:

1. Escalonamientos mayores en la traza de la falla o interrupciones significativas en la continuidad de los escarpes de falla;
2. Ubicuos y persistentes cambios en la altura del escarpe a lo largo del rumbo de la falla.

A lo largo de la Falla Salar del Carmen se distinguieron siete segmentos consolidados; entendiendo por segmentos consolidados, una ruptura superficial marcada por un escarpe que ha sido formado por la unión de varios segmentos más pequeños, denominados en este trabajo subsegmentos. De norte a sur, los segmentos identificados son:

- a. Segmento Mantos Blancos
- b. Segmento Mantos de Varas
- c. Segmento Los Morros
- d. Segmento Caracoles
- e. Segmento Portezuelo
- f. Segmento Estación O'Higgins
- g. Segmento La Negra

En los siete segmentos la altura de los escarpes disminuye progresivamente hacia la zona de traslazo (Fig. 7). Solamente en algunos pocos ejemplos se identificaron puntos de término de la falla en la zona de terminación del segmento (Fig. 3). A excepción de las quebradas Caracoles y La Negra, la posición donde disminuye la altura de los escarpes no coincide con la ocurrencia de drenajes mayores, por lo tanto se puede afirmar que las disminuciones en la altura del escarpe no se deben a efectos de erosión, sino que son producto de variaciones en la magnitud del rechazo vertical acumulado.

La longitud de los segmentos varía entre 4,5 y 12 km y los subsegmentos individuales varían en longitud entre 0,9 y 5,4 km, con desplazamientos verticales acumulados que varían entre 0,3 y 9 m.

La mayoría de los segmentos de la FSC se disponen en un arreglo escalonado de mano izquierda, cuyos extremos se traslapan formando una geometría tipo rampa de relevo en el sentido dado por Ferril *et al.* (1999) y Walsh *et al.* (1999). En la zona de relevo, el bloque yacente y el bloque colgante se encuentran conectados por fallas de transferencia cuyos rumbos NW-SE son oblicuos al rumbo de los segmentos principales (Figs. 3 y 8). Las fallas de transferencia forman escarpes decimétricos a métricos, cuyas caras se orientan hacia el

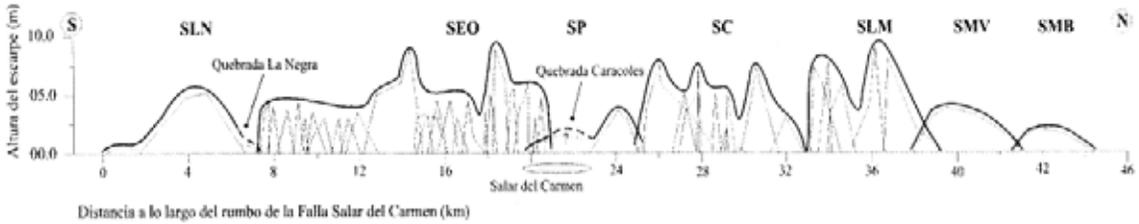


FIG. 7. Diagrama de altura de escarpe *versus* distancia a lo largo del rumbo de la Falla Salar del Carmen. Las zonas más deprimidas no representan canales de erosión sino que se interpretan como límites de segmentos; **SMB**= Segmento Mantos Blancos; **SMV**= Segmento Mantos de Varas; **SLM**= Segmento Los Morros; **SC**= Segmento Caracoles; **SP**= Segmento Portezuelo; **SEO**= Segmento Estación O'Higgins; **SLN**= Segmento La Negra. La línea delgada y segmentada representa la localización de los subsegmentos.

noreste. En la zona de aproximación de los segmentos destacan varias fallas de trazas cortas con geometrías colaterales divergentes, en el sentido de Morley *et al.* (1990).

En los siete segmentos la superficie del escarpe se expone preferencialmente hacia el este marcando el descenso relativo del bloque oriental.

MAGNITUD DE LOS DESPLAZAMIENTOS

La magnitud de los desplazamientos fue medido como la distancia perpendicular entre las superficies tangentes al piedemonte, tanto en el bloque colgante como yacente (Tabla 3). Para ello se

levantaron 21 perfiles con estación total, que entrega una precisión de ± 10 cm para esta medida. La medición obtenida mediante este método fue comparada con la magnitud del desplazamiento obtenida mediante marcadores estratigráficos desplazados por las fallas. Por ejemplo, en la Cantera Norte, ubicada en la zona de transferencia entre el Segmento Caracoles y el Segmento Portezuelo, se observa una separación normal de 5 m, marcado por un horizonte de ceniza volcánica (Fig. 5). Esta magnitud de la separación vertical es consistente con la magnitud del desplazamiento vertical de 5,2 m medida como la distancia perpendicular entre las superficies tangentes al piedemonte (Tabla 3).



FIG. 8. Zona de transferencia entre el Segmento Caracoles y el Segmento Portezuelo. ZT= zona de transferencia; TP= Tip point; SEO= Segmento Estación O'higgins; SP= Segmento Portezuelo.

TABLA 3. DATOS DE LOS PARÁMETROS GEOMÉTRICOS DE LOS PERFILES MORFOLÓGICOS DE LOS ESCARPES DE FALLA Y EDADES CALCULADAS.

Identificación	d (m)	θ	α	Edad (ka)		
				k_1	k_2	k_3
P1	4,24	19	3,5	11	51	110
P2	5,5	23	4,5	15	70	151
P3	2,6	22	5,5	4	17	38
P4	3,4	21	3,5	6	29	62
P5	5,8	29	4	12	55	120
P6	7,7	27	6	25	117	254
P7	7,2	28	4	19	89	194
P8	2,17	20	7,5	4	16	35
P9	5,8	33	6	11	50	107
P10	7,57	28	4,75	22	102	221
P11	3,66	22	7,5	9	39	85
P12	4,78	37,5	3	6	25	55
P13	4,5	17	6,5	18	84	183
P14	8,88	29	5,75	30	138	301
P15	8,88	23	4,75	40	184	400
P16	3,5	16	3,5	9	43	94
P17	4,48	16	4,75	17	78	170
P18	4,44	35	5	6	26	56
P19	3,75	26	6,25	6	30	64
P20	4,8	34	9,5	8	36	79
P21	5,2	25	7,25	14	63	138

(d) desplazamiento vertical; (θ) ángulo de inclinación del talud; (α) ángulo de inclinación de la superficie original. Constantes de difusión $k_1=0,46$ (m^2/ka), $k_2=0,1$ (m^2/ka) y $k_3=0,046$ (m^2/ka).

Debido a que la mayoría de las estrías medidas a lo largo de la FSC tienen ángulos de barrido de entre 72 y 88°, las separaciones medidas verticales pueden considerarse como rechazos netos de tipo normal. Esto permite inferir que la altura medida del modo explicado anteriormente representa, en forma aproximada, los desplazamientos reales acumulados a lo largo de cada uno de los segmentos. Los valores de desplazamiento vertical, medidos de esta forma, varían entre 2,1 y 9 m (Tabla 3, Fig. 7). Escarpes secundarios formados en las inmediaciones del eskarpe principal tienen alturas que varían entre 0,3 a 2 m. El deslizamiento vertical acumulado máximo es de 15 m. Este se obtiene de la suma de los desplazamientos individuales de cada segmento yuxtapuesto.

A lo largo del Segmento O'Higgins se observan varios drenajes colgados en el eskarpe principal que no seccionan completamente la cara del eskarpe. En estos mismos lugares, el talud de detritos está cortado por la falla principal observándose un salto vertical del orden de 0,6 m. Esta relación de campo evidencia que los drenajes fueron colgados tectónicamente por un segundo evento de desplazamiento que experimentó la FSC en estos segmentos.

MORFOLOGÍA DE LOS ESCARPES

En general, la morfología de los escarpes de falla está caracterizada por tres partes que son: la cara libre, el talud de detritos y el talud de flujo acuoso (Fig. 9). La cara libre es la parte del eskarpe que representa el escalón principal, el cual en el instante de la ruptura coincide con el plano de falla (Wallace, 1977). Esta cara rápidamente se degrada y retrocede por efecto de la gravedad, generando el talud de detritos. El talud de flujo acuoso está formado por material que es depositado por la acción aluvial que actúa sobre la cara libre y el talud de detritos, en consecuencia este talud se localiza en la parte más baja y distal del eskarpe.

De acuerdo a la clasificación morfológica de escarpes de fallas normales propuesta por Stewart y Hancock (1990), existen tres tipos de escarpes: escarpes de piedemonte, escarpes múltiples y escarpes compuestos. Los escarpes de piedemonte

corresponden a un único eskarpe, generado en un solo evento deformativo; los escarpes múltiples corresponden a un grupo de escarpes originados por fallas subparalelas; los escarpes compuestos son aquellos que registran más de un evento de desplazamiento separado en el tiempo.

En los términos de Stewart y Hancock (1990), los escarpes de la FSC consisten en escarpes de piedemonte, múltiples y compuestos. Estos tres están dominados por el talud de detritos, con caras libres retrocedidas (Fig. 10a). En los siete segmentos, se observa que el talud de detritos domina en un 80 % a un 75 % la longitud total de la sección del eskarpe. En la cantera norte, del Segmento Caracoles se observa que la cara libre no coincide con la traza de la FSC, sino que ha retrocedido 1,5 a 2,5 m respecto del plano de falla principal. Este antecedente manifiesta que el eskarpe en este segmento

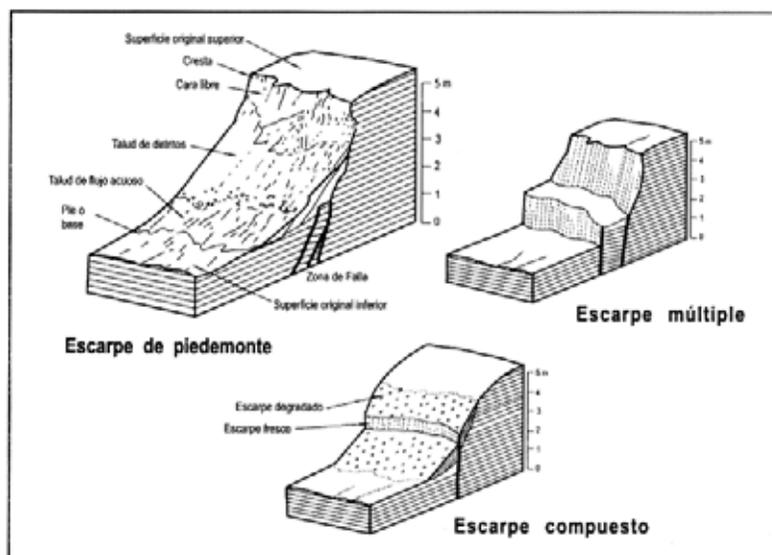


FIG. 9. Clasificación de tipos de escarpes de falla modificado de Wallace (1977) y Stewart y Hancock, (1990).

es un relieve dominado por el proceso de degradación del mismo.

En el Segmento Caracoles se observan caras libres bien desarrolladas, de cornisas subverticales, cuya buena conservación se debe a la existencia de una costra de sulfato en los sedimentos aluviales antiguos. El talud de detritos es más estrecho y de pendiente más pronunciada que en el Segmento los Morros. En la parte sur de este segmento el escarpe está dominado por la cara libre.

En el extremo sur del área (Fig. 3) existe una falla de 6 km de largo, denominada en este trabajo, Falla Alto Norte. A lo largo de esta falla la cara libre domina la totalidad de la ruptura. Debido a que no hay evidencias de formación de pendiente de detritos al pie de este escarpe, esta falla parece corresponder a la ruptura más joven detectada a lo largo del dominio de la FSC (Fig. 10b).

En la Cantera Sur del Segmento Caracoles, a lo largo de una zona de traslape sintética entre este segmento y el Segmento Portezuelo se observa que el talud de detritos se encuentra cortado y desplazado 1 m por la falla de traslape. Hacia la parte superior del talud este salto está sellado por sedimentos más jóvenes. La ocurrencia de deformación en el talud de detritos es una evidencia directa de reactivación de la FSC con posterioridad a la formación del escarpe principal.

FRACTURAS RELLENAS Y GRIETAS

A lo largo de la FSC y de la FSA ocurren algunas fracturas rellenas y grietas que afectan a los depósitos aluviales antiguos y modernos. Las fracturas rellenas se observan en secciones subverticales de los depósitos aluviales antiguos y consisten en fracturas planares subverticales de rumbo variable N60E a N40E, que penetran hasta 2 m de profundidad. Los rellenos están formados por láminas de arena fina cementada por sales, que se disponen en forma paralela a la pared de la fractura. El ancho del relleno de estas fracturas varía desde 15 cm a 100 cm; en sección este ancho disminuye con la profundidad. Se pueden distinguir en una misma sección al menos tres generaciones de fracturas rellenas, selladas por capítulos de sedimentación.

Las grietas consisten en fracturas abiertas, cuyo ancho varía desde 5 cm a 100 cm. En aquellos casos que estas grietas presentan desplazamiento vertical asociado forman fallas híbridas, cuyos saltos verticales son de hasta 1,5 m. Las grietas se concentran en tres lugares en las inmediaciones de la FSC y FSA (Fig. 3). El primer lugar se ubica en el extremo norte de la FSA, en la zona de convergencia entre esta falla y la FSC. En este lugar las grietas tienen rumbos que varían entre norte-sur a N17E, con un largo entre 2 y 15 m. Otro sector, es la parte



FIG. 10. **a-** Escarpe de falla dominado por el talud de detritos, en el Segmento Caracoles, vista hacia el oeste; **b-** Escarpe de falla híbrida dominado por la cara libre, vista hacia el NNW. La altura del escarpe en la parte central es de 1 m; **c-** Grietas formadas durante el sismo de Antofagasta (julio de 1995, $M_w=8,1$). Vista hacia el NNW, nótese en el último plano de la fotografía, el lindero de alambre que limita la propiedad. Este lindero fue sacado de su base por la propagación de las fracturas.

sur del Segmento Portezuelo, donde las grietas tienen un rumbo N15-20E, coincidente con el rumbo de la traza de la FSC. Su longitud varía entre 25 y 50 m, en tanto que la zona abierta alcanza hasta 30 cm de ancho. La separación vertical a ambos lados de las grietas alcanza hasta 15 cm, observándose el descenso relativo del bloque occidental. Según comunicación oral de los trabajadores de la empresa INCOMIN a uno de los autores de este trabajo (DC), estas grietas se formaron durante el sismo de Antofagasta del 30 de julio de 1995 ($M_w=8,1$ Ruegg *et al.*, 1996). Al momento del sismo, las fracturas se propagaron como grietas que alcanzaron una longitud máxima de 50 m (Fig. 10c). Durante la formación de las grietas el lindero de alambre que limita la propiedad fue removido de su posición original por la propagación de las mismas.

El tercer lugar de concentración de grietas abiertas se ubica en la terminación sur del FSC. Allí se observa una grieta de 6 km de largo que se ubica al oeste del extremo sur del Segmento La Negra

(Falla Alto Norte, Fig. 2). Esta grieta tiene una orientación que varía entre N20E y N30W, alcanza un ancho máximo de hasta 1,5 m y presenta un salto vertical asociado de 0,5 a 1 m. El salto vertical asociado a esta grieta permite clasificarla como una falla híbrida subvertical con descenso relativo del bloque oriental.

También se documentaron pequeñas fallas híbridas en los lechos de los canales fluviales principales que cortan el escarpe principal en los segmentos O'Higgins, Los Morros, Mantos de Varas. Los rumbos de estas fallas se orientan en forma paralela a la traza de la FSC. Por lo general, estas fallas tienen un salto vertical asociado de hasta 15 cm de altura que produce el descenso relativo del bloque oriental de las fracturas. Muchas de estas fallas fueron reconocidas y mapeadas con posterioridad al sismo de Antofagasta de Julio de 1995, en tanto que otras eran preexistentes a este sismo (Armijo y Thiele, 1990).

EDAD DE LOS ESCARPES

Tres dataciones radiométricas K-Ar en concentrados de biotita provenientes de niveles de ceniza volcánica, intercalados en los depósitos aluviales antiguos, afectados por la deformación, entregaron edades que varían entre $2,9 \pm 0,5$ Ma y $5,2 \pm 0,5$ Ma (Tabla 1). Estas edades permiten establecer una edad máxima pliocena para la formación de los escarpes. Con el objeto de precisar la edad de los escarpes se aplicó el método de datación morfológica.

EL MÉTODO DE DATACIÓN MORFOLÓGICA

La degradación de un escarpe comienza a partir del momento de su formación y como consecuencia, al pie del escarpe se forma un talud de detritos cuyo desarrollo suaviza el perfil del escarpe a través del tiempo. Durante el proceso de degradación se produce también el retroceso de la cara libre del escarpe. La degradación puede ser modelada matemáticamente mediante un método basado en la ecuación de difusión de masa a lo largo del perfil del escarpe (ecuación 1). Con este método es posible estimar la edad de formación de escarpes

de fallas normales formados en sedimentos aluviales, bajo condiciones climáticas relativamente constantes (Nash, 1980; Colman y Watson, 1983).

La ecuación de difusión (ecuación 1) se basa en los parámetros geométricos del perfil del escarpe. Estos parámetros son el desplazamiento vertical (d), el ángulo de inclinación de la cara del escarpe (q) y el ángulo de inclinación del terreno o superficie desplazada (a) (Fig. 11). A partir de estos parámetros se obtiene el valor de kt . Colman y Watson (1983).

$$kt = (d^2/4\pi) (1/(\text{tg}\theta - \text{tg}\alpha)) \quad (1)$$

La edad del escarpe (t) es sensible a la constante de difusión (k), la cual representa la transferencia de masa en el escarpe, cuya magnitud depende de las características físicas del material, las condiciones climáticas y la tasa de erosión, bajo las cuales se desarrolla la degradación.

De acuerdo Keller y Pinter (1998), la aplicación de la ecuación de difusión para datar escarpes de falla requiere algunos requisitos básicos: a) El mecanismo de movilización de material del talud debe

ser del tipo transporte limitado. Es decir el material degradado mecánicamente permanece en su mayor parte en el perfil del escarpe y no es removido de él, conformando un sistema cerrado. b) El escarpe debe ser el producto instantáneo de un solo evento y no debe presentar más de una discontinuidad o salto en su perfil. c). El material sedimentario en que se forma el escarpe debe ser más o menos cohesivo. Según McCalpin (1996) en el caso de escarpes múltiples, la datación morfológica sobreestima la edad real del escarpe, entregando una edad más antigua.

Este método ha sido aplicado exitosamente en escarpes de fallas normales, escarpes fluviales y escarpes de terrazas marinas de diferentes partes de la Tierra, obteniéndose edades que varían entre 4 y 370 ka (Hanks, 2000).

APLICACIÓN DEL MÉTODO Y RESULTADOS

La aplicación del método de datación morfológica a los escarpes de la Falla Salar del Carmen tiene dos restricciones principales. La primera es la inexistencia de una constante de difusión local, que no permite obtener edades precisas de los escarpes. La segunda, proviene del hecho de considerar esta constante como una componente continua en el tiempo. Es por esto que las edades de los escarpes obtenidas en este trabajo representan una aproximación geomorfológica y deben ser consideradas como una estimación cronológica de segundo orden.

Debido a la ausencia de una constante de difusión local se utilizaron tres constantes conocidas, calculadas en sedimentos similares a los estudiados en este trabajo. Las constantes escogidas fueron: $k_1 = 0,46$ (m^2/ka) de escarpes de fallas normales del Basin and Range en EEUU (Keller y Pinter, 1998); $k_2 = 0,1$ (m^2/ka), proveniente de terrazas fluviales de Negev en Israel (Begin, 1992), y por último, se consideró una constante k_3 igual a $k_1/10$. La relación $k_1/10$ proviene de la relación de 1/10 entre las tasas de erosión para climas áridos y semiáridos (Keller y Pinter, 1998). Las dos primeras constantes fueron escogidas debido a que estos lugares presentan características climáticas áridas a semiáridas más acordes con el clima hiperárido del Desierto de Atacama, dominante en la región desde el Mioceno (Hartley y Chong, 2002). A pesar que k_1 y k_2 son las constantes de difusión conocidas más bajas en la Tierra, las tasas de erosión y precipitaciones tanto en Basin and Range como en

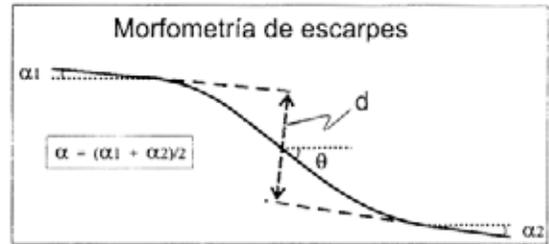


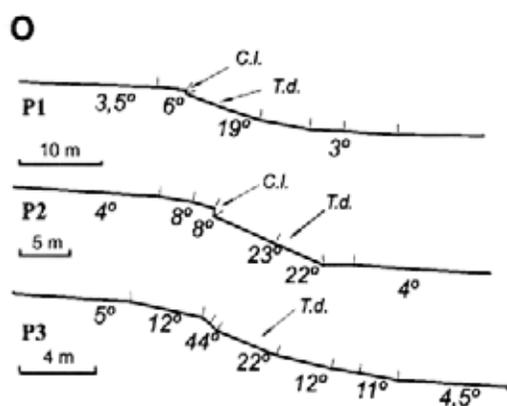
FIG. 11. Perfil esquemático ideal con los parámetros geométricos usados en la datación morfológica; (d) desplazamiento vertical; (θ) ángulo de inclinación del talud; (α) ángulo de inclinación de la superficie original.

Negev están por encima de los valores del Desierto de Atacama. El valor extremadamente bajo de la constante k_3 ($0,046$ m^2/ka) implica que el proceso de difusión se desarrolla muy lentamente y que el poder de degradación de los agentes erosivos del área es muy bajo. Por esto, la constante podría representar el caso extremo de un clima hiperárido como el que domina en el Desierto de Atacama en el norte de Chile.

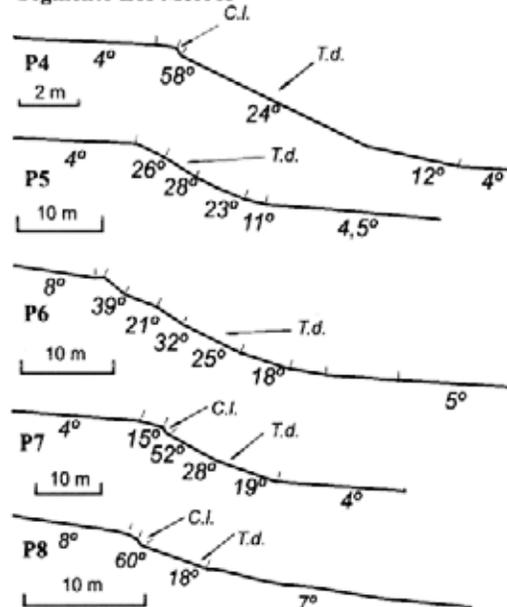
Con las medidas obtenidas de los perfiles geodésicos (Fig. 12) se calcularon 21 edades (Tabla 3). El detalle de la distribución de edades obtenidas con la constante de difusión de Basin y Range ($k_1 = 0,46$ m^2/ka) entrega un rango de edades que varía entre 4 ka y 40 ka. La tasa de difusión de Negev ($k_2 = 0,1$ m^2/ka) permite definir un rango de edades para los escarpes que varía entre 16 ka y 184 ka. Las edades obtenidas con la constante k_3 ($0,046$ m^2/ka), muestran un rango que varía entre 35 ka y 400 ka.

La extrema aridez del Desierto de Atacama, sugiere que la erosión en esta región es muy baja, por ello en este trabajo se considera que el rango de edades obtenidas con la constante de Negev representaría un rango de edad mínima, asociado a un clima árido, pero con mayores precipitaciones y erosión que el del área en estudio. Los resultados obtenidos con la constante del Basin and Range, son descartados debido a que las características climáticas y erosivas difieren demasiado con las del Desierto de Atacama. Entonces, las edades obtenidas con la constante k_3 ($0,046$ m^2/ka) podrían representar la edad máxima de los escarpes, los cuales se formaron bajo un clima hiperárido, con una erosión muy baja y con un alto potencial de preservación de relieves tectónicos.

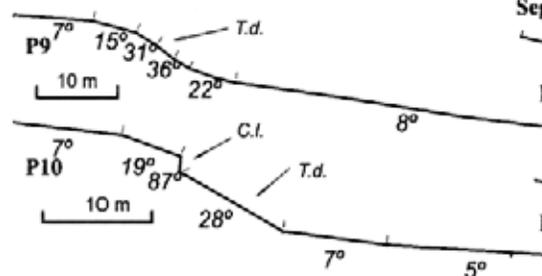
Segmento Mantos Blancos



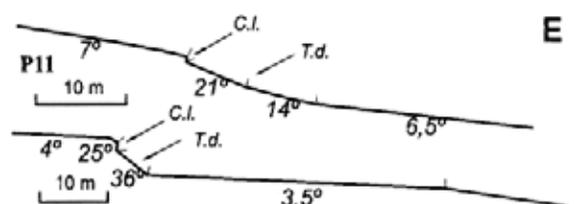
Segmento Los Morros



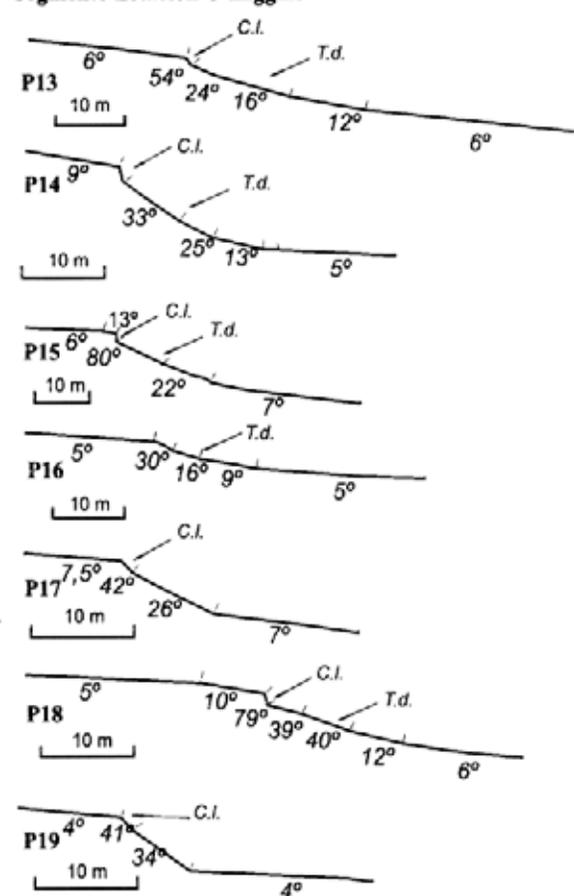
Segmento Caracoles



Segmento Portezuelo



Segmento Estación O'Higgins



Segmento La Negra

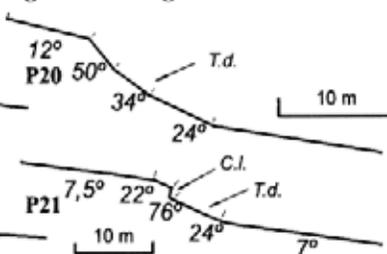


FIG. 12. Perfiles geodésicos levantados en forma transversal a la Falla Salar del Carmen a partir de los cuales se obtuvo la datación morfológica. C.l.=cara libre, T.d.=Talud de detritos.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Las observaciones realizadas en las trincheras y en las exposiciones de la superficie de falla principal de las fallas Salar del Carmen y Sierra del Ancla revelan que el desplazamiento a lo largo de ellas está dominado por el descenso relativo del bloque oriental. Estas estructuras limitan y deforman el Piedemonte Oriental de la Sierra del Ancla.

El procesamiento de los datos cinemáticos evidencia que los escarpes fueron formados por el desplazamiento a lo largo de una falla subvertical con descenso relativo del bloque oriental. Los valores del ángulo de barrido indican que la deformación está dominada por el deslizamiento según el manto de las fallas. El promedio general del ángulo de manto de las medidas documentadas en la FSC es de 80°, esto indica que la deformación finita produce una componente de extensión, transversal a la falla, que es pequeña en magnitud del orden de 2 m, para un desplazamiento vertical acumulado máximo de 15 m. El alto ángulo de manto de la FSC sugiere que los escarpes de fallas fueron formados por la reactivación de una falla antigua de probable carácter transcurrente.

La fuerte segmentación que presenta la FSC a lo largo de su rumbo permite interpretar su formación como resultado de la acumulación de varias rupturas a lo largo del tiempo. En efecto, los diferentes estados de desarrollo y de ligazón de segmentos evidencian que la construcción de la FSC se debe a repetidos episodios de ruptura a lo largo de segmentos individuales y discretos del orden de 4-6 km de longitud. Debido a que la Falla Alto Norte se propagó 4 km a lo largo de su rumbo en un solo evento de ruptura y considerando además que su desplazamiento vertical varía entre 0 y 1,2 m, se puede suponer que rupturas de este orden son las que llegaron a formar por ligazón lateral la traza de la FSC. Sin embargo, en secciones de sedimentos aluviales deformados, expuestos en las canteras, se observa que los desplazamientos tienen magnitudes de hasta 5 m. La posibilidad que esta última magnitud de rechazo vertical sea acumulada se descarta por el hecho que las fallas conservan arreglos geométricos complejos, como por ejemplo geometrías de horst y graben de pequeña escala, difíciles de preservar por una actividad episódica de una misma falla. Esto obliga a considerar que

algunos segmentos de la FSC tuvieron eventos con desplazamiento del orden de 5 m.

Relaciones de corte entre la FSC y los depósitos aluviales antiguos deformados indican que la deformación es más joven que 5,2-2,9 Ma. Trabajos anteriores mencionan que a juzgar por el estado de degradación de los escarpes de fallas su formación es considerablemente más joven que la edad de las cenizas intercaladas en los depósitos aluviales deformados (Armijo y Thiele, 1990; Delouis *et al.*, 1998). En este trabajo utilizando el método de datación morfológica se sugiere que los escarpes representan múltiples eventos de desplazamiento, cuyas edades no serían más antiguas que el Pleistoceno tardío (< 400 ka).

Respecto del origen de la extensión dos hipótesis han sido planteadas, una relaciona la deformación extensional a la erosión tectónica (Niemeyer *et al.*, 1996; Delouis *et al.*, 1998) y la otra a la deformación cosísmica inducida por sismos de subducción (Delouis *et al.*, 1998). Recientemente von Huene y Ranero (2003) postularon que fallas, como la Falla Salar del Carmen, se formarían por un basculamiento flexural de la Cordillera de la Costa como resultado del colapso por erosión tectónica del margen.

Extensión cosísmica puede ser inferida de estudios de geodesia de alta precisión (Ruegg *et al.*, 1996 y Klotz *et al.*, 1999). Según estos estudios durante el sismo de Antofagasta de 1995, la zona del antearco ubicada a ca. 200 km del epicentro experimentó un desplazamiento cosísmico dirigido hacia el suroeste. La magnitud de este desplazamiento es del orden de 100 cm, en la Cordillera de la Costa, en tanto que unos 200 km al interior del antearco es de tan solo algunos centímetros. La dirección de desplazamiento cosísmico coincide con la dirección de acortamiento que experimenta el antearco en el periodo intersísmico, pero tiene un sentido opuesto de movimiento (Bevis *et al.*, 1999). El origen de estos desplazamientos radica en un rebote elástico del antearco promovido por el deslizamiento a lo largo de la zona de subducción durante la fase cosísmica. Al comparar la magnitud de los vectores de movimiento definidos por geodesia se observa que el cambio más drástico en su magnitud se verifica a la latitud del límite oriental de

la Cordillera de la Costa de Antofagasta. Estas diferencias en la magnitud de los vectores de deslizamiento cosísmico podrían generar una extensión este-oeste que se absorbe a lo largo de este límite.

La formación de grietas durante el sismo de Antofagasta del 30 de julio de 1995, sugiere que la FSC se reactiva durante terremotos de subducción. Se descarta la posibilidad que estas grietas hayan sido formadas por compactación, debido a que atraviesan abanicos aluviales de distinta edad relativa. Además se han reconocido grietas que afectan al substrato rocoso en el extremo sur del área de estudio (Fig. 3). Este hecho es muy relevante para entender el mecanismo que controla la actividad más joven de la Falla Salar del Carmen.

Después de ca. 30 horas de ocurrido el sismo de Antofagasta, Buske *et al.* (2002) documentaron un grupo de sismos intracorticales localizados a 22 km bajo la Falla Salar del Carmen. Este antecedente

complementariamente sugiere que la FSC se reactiva durante sismos de subducción.

De este modo el proceso de extensión cosísmica surge como un mecanismo posible para explicar el régimen extensional documentado en la Falla Salar del Carmen. Una reactivación por medio de este proceso puede explicar el porqué la Falla Salar del Carmen no muestra actividad sísmica propia. Además permite explicar el hecho documentado en este trabajo que la Falla Salar del Carmen se ha construido por la propagación de varios segmentos. Considerando que el sismo de subducción, de Antofagasta de 1995, que tuvo una magnitud $M_w=8.1$, gatillo la abertura de grietas y un desplazamiento vertical de tan sólo < 5 cm, es razonable pensar que los desplazamientos mayores detectados en este trabajo, que alcanzan desde 0,6 hasta 5 m, podrían haber sido activados por eventos sísmicos $M_w > 8.0$, los cuales podrían considerarse como megaeventos sísmicos de subducción.

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo se realizó con fondos proporcionados por el proyecto DGICT 3600 de la Universidad Católica del Norte. Soporte económico también fue otorgado por el Proyecto MECESUP UCH010 (Beca doctorado DC) y el proyecto de Fundación Andes C13755-12. Se agradece al dibujante L. Jofré (Universidad Católica del Norte), por la confección de algunas figuras del presente trabajo. Se agradece, también, las valiosas correcciones y observaciones al contenido del manuscrito realizadas por los colegas A. Lavenu (IRD-Francia), C. Mpodozis (Sipetrol-Chile) y J. Skármeta (Codelco-

Chile). Además, se agradece al personal de la empresa INCOMIN, que es la planta procesadora de metales en cuyos terrenos se ubican estas fracturas, que entregó valiosa información respecto de la génesis de las fracturas. Se agradece a C. Lozano (Codelco-Chile) y D. Muñoz (Mina La Escondida, Chile) quienes ayudaron con la recolección de muestras de ceniza volcánica. La datación de las cenizas volcánicas fue realizada en el marco del proyecto de la Hoja Antofagasta (SERNAGEOMIN). Se agradece a N. Marinovic (SERNAGEOMIN) por estas dataciones.

REFERENCIAS

- Allmendinger, R.W. 1998. Inverse and Forward numerical modeling of trishear fault-propagation folds. *Tectonics*, Vol. 17, No. 4, p. 640-656.
- Arabasz, W.J. 1971. Geological and geophysical studies of the Atacama Fault System in Northern Chile, Ph.D. Thesis (Unpublished), *California Institute of Technology*, 264 p.
- Armijo, R.; Thiele, R. 1990. Active faulting in northern Chile: ramp stacking and lateral decoupling along a subduction plate boundary? *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 98, p. 40-61.
- Begin, Z.B. 1992. Application of quantitative morphological dating to paleo-seismicity of the northwestern Negev, Israel: Israel. *Journal of Earth Science*, Vol. 41, p. 95-103.
- Bevis, M.; Smalley, R.; Herring, T.; Godoy, J.; Galban, F. 1999. Crustal motion north and south of the Arica deflection: comparing recent geodetic results from the central Andes. *Geochemical and Geophysical Geo-*

- systems, Vol. 1, Paper No. 1999GC000011. Dec.13.
- Brüggen, J. 1950. Fundamentos de Geología de Chile. *Instituto Geográfico Militar*, 374 p. Santiago.
- Buske, S.; Lüth, S.; Meyer, H.; Patzig, R.; Reichert, C.; Shapiro, S.; Wigger, P.; Yoon, M. 2002. Broad depth range seismic imaging of the subducted Nazca Slab, North Chile. *Tectonophysics*, Vol. 350, p. 273-282.
- Bucknam, R.; Anderson, R. 1979. Estimation of fault-scarp-height-slope-angle relationship. *Geology*, Vol. 7, p. 11-14.
- Cartwright, J.A.; Trudjill, B.D.; Mansfield, C.S. 1995. Fault growth by segment linkage: an explanation for scatter in maximum displacement and trace length data from Canyonlands graben of SE Utah. *Journal of Structural Geology*, Vol. 17, p. 1319-1326.
- Colman, S.M.; Watson, K. 1983. Ages estimated from diffusion equation model for scarp degradation. *Science*, Vol. 221, p. 263-265.
- Crone, A.J.; Haller, K.M. 1991. Segmentation and the coseismic behavior of Basin and Range normal: examples from east-central Idaho and southwestern Montana, USA. *Journal of Structural Geology*, Vol. 13 No. 2, p. 151-164.
- Crone, A.J.; Machette, M.N. 1984. Surface faulting accompanying the Bora Peak earthquake, central Idaho. *Geology*, Vol. 12, p. 664-667.
- Delouis, B.; Cisternas, A.; Dorbath, L.; Rivera, L.; Kausel, E. 1996. The Andean subduction zone between 22°S and 24°S (northern Chile): precise geometry and states of stress. *Tectonophysics*, Vol. 259, No. 1-3, p. 81-100.
- Delouis, B.; Philip, H.; Dorbath, L.; Cisternas, A. 1998. Recent crustal deformation in the Antofagasta region (northern Chile) and the subduction process. *Geophysical Journal International*, Vol. 132, p. 302-338.
- Drawers, N.H.; Anders, M.H. 1995. Displacement length scaling and fault linkage. *Journal of Structural Geology*, Vol. 17, p. 607-614.
- Ferraris, F.; Di Biase, F. 1978. Hoja de Antofagasta. Región de Antofagasta. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile*, No. 30.
- Ferri, D.A.; Stamatakos, J.A.; Sims, D. 1999. Normal fault corrugation: implications for growth and seismicity of active normal faults. *Journal of Structural Geology*, Vol. 21, p. 1027-1038.
- García, F. 1967. Geología del Norte Grande de Chile. *In Simposium sobre el Geosinclinal Andino 1962, Sociedad Geológica de Chile*, 138 p.
- Hanks, T. 2000. The age of scarp-like landforms from diffusion-equation Analysis. *In Quaternary Geochronology: methods and applications* (Stratton Noller, J.; Sowers, J.M.; Lettis, W.R.; editors). *American Geophysical Union*, 582 p.
- Hartley, A.; Chong, G. 2002. Late Pliocene age for the Atacama Desert: implications for the desertification of western South America. *Geology*, Vol. 30, No. 1, p. 43-46.
- Hervé, M. 1987a. Movimiento sinistral en el Cretácico Inferior de la Zona de Falla de Atacama al Norte de Paposo (24°S), Chile. *Revista Geológica de Chile*, No. 31, p. 37-42.
- Hervé, M. 1987b. Movimiento normal de la Falla Paposo, Zona de Falla de Atacama, en el Mioceno. *Revista Geológica de Chile*, No. 31, p. 31-36.
- Keller, E.; Pinter, N. 1998. Active tectonics: earthquake, uplift and landscape. *Prentice Hall*, 337 p. New Jersey.
- Klotz, J.; Angermann, D.; Michel, G.; Porth, R.; Reigber, C.; Reinking, J.; Viramonte, J.; Perdomo, J.R.; Ríos, V.; Barrientos, S.; Barriga, R.; Cifuentes, O. 1999. GPS-derived deformation of the central Andes including the 1995 Antofagasta Mw=8.0 Earthquake. *Pure Applied Geophysics*, Vol. 154, p. 709-730.
- Marrett, R.; Allmendinger, R.W. 1990. Kinematic analysis of fault slip data. *Journal of Structural Geology*, Vol. 12, No. 8, p. 973-986.
- McCalpin, J. 1996. Paleoseismology. *Academic Press*, 588 p. San Diego, California.
- Minster, J.B.; Jordan, T.H. 1978. Present-day plate motions. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 83, p. 5331-5354.
- Morley, C.K.; Nelson, R.A.; Patton, T.L.; Murin, S.G. 1990. Transfer zone in the East African Rift System and their relevance to hydrocarbon exploration in rifts. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, Vol. 74, p. 1234-1253.
- Naranjo, J. 1987. Interpretación de la actividad cenozoica superior a lo largo de la Zona de Fallas de Atacama, norte de Chile. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 31, p. 43-55.
- Nash, D. 1980. Morphological dating of degraded normal fault scarp. *Journal of Geology*, Vol. 88, p. 353-360.
- Niemeyer, H.; González, G.; Martínez-De Los Ríos, E. 1996. Evolución tectónica cenozoica del margen continental activo de Antofagasta, norte de Chile. *Revista Geológica de Chile*, No. 23, p. 165-186.
- Ruegg, J.C.; Campos, J.; Armijo, R.; Barrientos, S.P.; Briole, P.; Thiele, R.; Arancibia M.; Cañuta, J.; Duquesnoy, T.; Chang, M.; Lazo, D.; Lyon-Caen, H.; Rossignol, J.C.; Serrurier, L. 1996. The Mw=8.1 Antofagasta (North Chile) Earthquake of July 30, 1995. First results from teleseismic and geodetic data. *Geophysical Research Letters*, Vol. 23, No. 9, p. 917-920.
- Scheuber, E.; Andriessen, P.M. 1990. The kinematics and geodynamic significance of the Atacama Fault zone, northern, Chile. *Journal of Structural Geology*, Vol. 21, p. 243-257.
- Steiger, R.H.; Jäger, E. 1977. Subcommission in geochronology: conventions on the use of decay in geo and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 36, p. 359-362.
- Stewart, I.S.; Hancock, P.L. 1990. What is a fault scarp? *Episodes*, Vol. 13, No. 4, p. 256-263.
- von Huene, R.; Ranero, C.R. 2003. Subduction erosion and basal friction along the sediment-starved convergent

- margin of Antofagasta, Chile. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 108, No. B2, 2079.
- Wallace, R. 1977. Profiles and ages of young fault scarps, north-central Nevada. *Geological Society of American, Bulletin*, Vol. 88, p.1267-1281.
- Walsh, J.J.; Watterson, J.; Bailey, W.R.; Childs, C. 1999. Fault relays, bends and branches-lines. *Journal of Structural Geology*, Vol. 21, p. 1019-1026.
- Withjack, M.O.; Olson, J.; Peterson, E. 1990, Experimental models of extensional forced folds. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, Vol. 74, p. 1038-1054