Revista Geológica de Chile 35 (1): 1-38. Enero, 2008

Revista Geológica de Chile

www.scielo.cl/rgch.htm

Constricción neógena en la Cordillera de la Costa, norte de Chile: neotectónica y datación de superficies con ^{21}Ne cosmogénico

Daniel Carrizo[1, 2], Gabriel González[1], Tibor Dunai[3]

[1] *Departamento de Ciencias Geológicas, Laboratorio de Tectónica Aplicada, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Avda. Angamos 0610, Antofagasta,Chile.*
dcarrizo@ucn.cl
ggonzale@ucn.cl

[2] *Geodesy Laboratory, Institut de Physique du Globe de Paris, Case 89-4, Place Jussieu-75252 Paris, France.*
carrizo@ipgp.jussieu.fr

[3] *School of Geosciences, University of Edinburgh, Drummond Street, EH9 2DZ Edinburgh, United Kingdom.*
Tibor.Dunai@ed.ac.uk

RESUMEN. Se documenta la actividad de fallas y el campo de deformación neógena en la Cordillera de la Costa en las inmediaciones del Salar Grande, norte de Chile. La actividad de fallas se expresa en la forma de escarpes de falla y escarpes de limbo de pliegues. Sobre la base de la orientación de escarpes se definen tres sistemas principales: WNW-ESE, N-S y NNW-SSE. Las fallas de orientación NNW-SSE son del tipo dextral-inverso, en tanto que las fallas N-S y WNW-ESE son del tipo inverso. Mediante dataciones con ^{21}Ne de origen cosmogénico se determina que las fallas dislocan un relieve de edad oligocena-miocena preservado en la Cordillera de la Costa. Valles inactivos, de edades que varían entre 4 y 2 Ma, incididos en este relieve, también se encuentran dislocados por las fallas. Dataciones ^{40}Ar/^{39}Ar de un nivel de ceniza desplazado por una falla de orientación E-W y la deformación de sedimentos asignados al Pleistoceno tardío sugieren que la actividad de fallas se ha mantenido durante el Cuaternario. El régimen de deformación es de tipo constriccional, caracterizado por acortamiento subhorizontal en todas las direcciones, que se explica por el acomodo de la deformación en la parte interna de un margen continental curvo sometido a convergencia oblicua.

Palabras claves: Antearco externo, Andes centrales, Cordillera de la Costa, Norte de Chile, Neotectónica, Datación de superficies, ^{21}Ne Cosmogénico.

ABSTRACT. Neogene constriction in the northern chilean Coastal Cordillera: Neotectonics and surface dating using cosmogenic ^{21}Ne. This work documents fault activity and the Neogene's strain field in northern Chilean Coastal Cordillera. Fault activity is expressed as a group of fault scarps and fault-bend fold scarps whose orientation defines three main domains WNW-ESE, N-S and NNW-SSE. The WNW-ESE and N-S faults show reverse kinematics, and NNW-SSE faults shows dextral-reverse kinematics. Exposure ages using cosmogenic ^{21}Ne show that the faults disrupt an Oligocene-Miocene landscape preserved at the Coastal Cordillera. Inactive valleys incised in this landscape are offset by the faults showing that faults were active after 4 and 2 Ma. ^{40}Ar/^{39}Ar chronology of displaced volcanic tuffs and the deformation of Late Pleistocene sediments indicate that fault activity remain still active during the Quaternary. The deformation regime is constrictional and characterized by subhorizontal shortening in all directions, that is explained by oblique convergence along an active curved continental margin.

Keywords: Outer Forearc, Central Andes, Cordillera de la Costa, Northern Chile, Neotectonics, Surface dating, Cosmogenic ^{21}Ne.

1. Introducción

La Cordillera de la Costa, en el norte de Chile, es la porción emergida del antearco externo de los Andes Centrales que se ubica sobre la zona de acoplamiento entre las Placas de Nazca y Sudamericana (Allmendinger *et al.*, 2005a) (Fig. 1). La naturaleza de la deformación neógena de la Cordillera de la Costa, basada principalmente en trabajos realizados en la región de Antofagasta (al sur de los 23°S), ha sido reportada como dominantemente de tipo extensional, acomodada por fallas orientadas paralelas al margen (Armijo y Thiele, 1990; Niemeyer *et al.*, 1996; Delouis *et al.*, 1998; Carrizo, 2002; González *et al.*, 2003, 2006). Por otra parte, Allmendinger *et al.* (2005a) documentaron, al norte de los 22°S, un estilo de deformación que evidencia acortamiento paralelo al margen, expresado por fallas de orientación ortogonal al margen y cuya expresión local en la Cordillera de la Costa se restringe a la parte curva del antearco externo de los Andes Centrales (18º-21º30'S).

En las inmediaciones del Salar Grande (20º30'-21º5'S) (Fig.1) la deformación neógena de la Cordillera de la Costa presenta una particular complejidad, exponiendo fallas de orientación paralela, oblicua y ortogonal al margen, junto con gran cantidad de grietas. Esta deformación ha sido descrita parcialmente por varios autores (Buddin *et al.*, 1993; Reijs y McClay, 1998; González *et al.*, 2003; Allmendinger *et al.*, 2005a; Loveless *et al.*, 2005). Los resultados son en parte controversiales e incompletos y no permiten entender en forma más precisa el estilo de deformación de esta parte de la Cordillera de la Costa. Es por esto, que aún persisten interrogantes fundamentales sobre los estilos y distribución de la deformación neógena del antearco externo de los Andes Centrales. Por ejemplo, no existe un claro consenso si el régimen de extensión E-W imperante en la parte de la Cordillera de la Costa localizada en las inmediaciones de Antofagasta es válido para la región de la costa ubicada en las inmediaciones del Salar Grande. Tampoco existe una idea clara de la temporalidad relativa de la deformación dominada por acortamiento N-S respecto de la extensión E-W y por último no existen argumentos basados en dataciones absolutas, que permitan acotar con mayor precisión la edad de la deformación en las inmediaciones del Salar Grande.

Este trabajo documenta el campo de deformación Neógeno en las inmediaciones del Salar Grande. Se describe en detalle la morfología, geometría y cinemática de las fallas y es acotada la cronología de la deformación mediante el uso de ^{21}Ne cosmogénico. A su vez, se discute el origen de la deformación estudiada considerando la geometría curva del margen y su especial distribución dentro del antearco. Finalmente, se concluye que las fallas tienen una vida larga desde el Mioceno y están relacionadas con la acomodación de la deformación en un antearco rígido condicionada por la subducción oblicua en un margen curvo sin el desarrollo de una zona de desacople del antearco, orientada paralela a la fosa.

1.1. Metodologías Aplicadas en el Análisis de la Deformación

En una primera aproximación fue realizado un análisis digital de un modelo numérico de terreno (30 m de resolución). En este análisis, se determinó la distribución de las orientaciones principales de los escarpes de falla y sus relaciones de corte. Además, se realizaron comparaciones morfológicas entre los distintos sistemas de falla, estableciéndose la edad relativa entre ellos. Una segunda aproximación consideró el mapeo detallado de las fallas y el registro de actitudes de planos y estrías de fallas. El trabajo en terreno incluyó la medición de rasgos morfológicos deformados por las fallas mediante el uso de un GPS diferencial, obteniendo una resolución espacial centimétrica, que permitió cuantificar los desplazamientos de las fallas en términos de magnitud y sentido. La edad absoluta de los grupos de fallas identificadas fue acotada mediante la datación de superficies de rasgos morfológicos deformados por medio del método de ^{21}Ne cosmogénico siguiendo los criterios metodológicos propuestos por Niedermann (2000). Esta metodología fue complementada con la datación de un nivel de ceniza volcánica por medio del método ^{40}Ar/^{39}Ar.

Debido a la pobre exposición de los planos de falla fue necesario reconstruir los vectores de rechazo neto (estrías) asociados al desplazamiento finito de las fallas. Esto se realizó sobre la base de mediciones de rasgos morfológicos dislocados por las fallas, tales como drenajes, interfluvios, cordones y colinas (Fig. 2). La aplicación de esta metodología es permitida por la extraordinaria preservación de las formas del relieve, la cual es debida al régimen de hiperaridez existente en la zona de estudio (Hartley y Chong, 2002; Dunai *et al.*, 2005). En la mayoría

de los casos analizados los planos de falla no afloran en superficie y por lo tanto no fue posible medir su actitud. En otros casos, los menos, la actitud de los planos de fallas fue determinada directamente en terreno por medio de la excavación de trincheras y/o por exposiciones naturales de ellos.

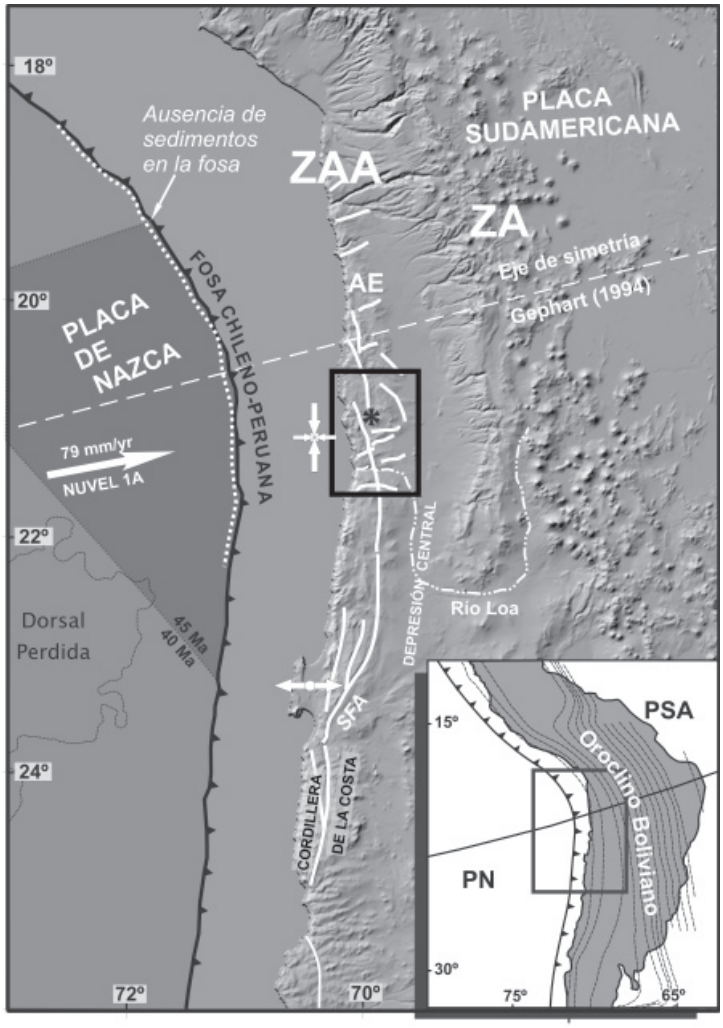

FIG. 1. Contexto geodinámico de la convergencia oblicua a lo largo del margen del norte de Chile. El relieve sobre el nivel del mar corresponde a un modelo numérico sombreado basado en SRTM90M. La flecha 1A indica la velocidad de convergencia del modelo NUVEL 1A según Angermann *et al.* (1999) y Somoza (1998). **ZA**: Zona del Arco; **ZAA**: Zona del Antearco; **AE**: Antearco Externo. Las líneas continuas blancas exponen las trazas principales del Sistema de fallas de Atacama (**SFA**). La línea segmentada blanca en la fosa indica la zona con ausencia de sedimento según Schweller *et al.* (1981). La diferencia de tonalidad de grises en la Placa Oceánica de Nazca indica el contorno de edad del fondo oceánico según Müller *et al.* (1997). Las flechas blancas indican los estilos de deformación del antearco. El rectángulo con borde negro indica el área en estudio y el asterisco indica la localización del Salar Grande. El recuadro inferior muestra un esquema de la arquitectura del Oroclino Boliviano; donde las líneas representan el plano de Wadati-Benioff según Cahill y Isacks (1992) y el eje de simetría del oroclino definido por Gephart (1994).

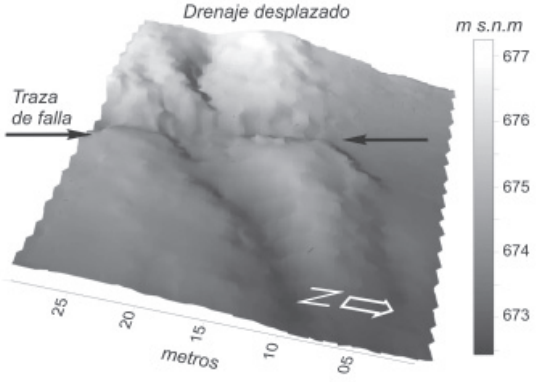

FIG. 2. Ejemplo del tipo de rasgo morfológico utilizado en la reconstrucción de vectores de desplazamiento. Vista oblicua (WSW) de drenaje desplazado en la Falla Antena. Modelo numérico de terreno construido sobre la base de mediciones con GPS diferencial cinemática (error espacial 10 mm).

La determinación de la actitud de los planos de fallas es un requisito fundamental para la determinación del tensor de deformación de Marret y Allmendinger (1990). En los casos en que el plano de falla no se pudo observar directamente en terreno se asumieron inclinaciones verticales de las fallas. Esto se sustenta en el diseño fuertemente rectilíneo de las trazas de fallas, el cual conserva su carácter recto en forma independiente de la topografía que las fallas atraviesan. Se determinó la orientación de los ejes principales de deformación instantánea según el método de Marrett y Allmendinger (1990). El método utiliza la actitud del plano de falla, la estría y el sentido de movimiento. La cinemática de las fallas fue determinada sobre la base de la reconstrucción de indicadores morfológicos desplazados por las fallas y el registro de actitudes de estrías con indicadores de sentido de movimiento observados en los planos de falla.

1.2. Marco Geodinámico

En los Andes Centrales (17º a los 22ºS) la convergencia entre las placas de Nazca y Sudamérica se desarrolla a lo largo de un margen curvo, cuya arquitectura configura el Oroclino Andino (Isacks, 1988; Gephart, 1994). A lo largo de esta parte del margen la velocidad de convergencia es de aproximádamente 79 mm/año (Angermann *et al.*, 1999) en la dirección N74ºE (Somoza, 1998). La zona de acoplamiento entre las placas se localiza entre 20-40 km de profundidad y se inclina entre 20º-30º hacia el este (Delouis *et al.*, 1996; Comte y Pardo, 1991). La fosa alcanza una profundidad máxima de 8 km y se ubica a una distancia que varía entre 70-110 km de la línea de costa. El hecho que no se observen sedimentos en la fosa y la inexistencia de un prisma de acreción importante, sugieren que la erosión tectónica es un proceso relevante en la dinámica del margen (von Huene *et al.*, 1999; von Huene y Ranero, 2003). Este proceso de erosión tectónica ha sido sugerido como responsable de la deformación extensional que caracteriza la Cordillera de la Costa en las inmediaciones de Antofagasta (Niemeyer *et al.*, 1996).

1.3. Marco Geológico

La Cordillera de la Costa en las inmediaciones del Salar Grande, está formada por un basamento principalmente Mesozoico, integrado por rocas volcánicas, volcano-sedimentarias e intrusivas de edad jurásica-cretácica. De manera aislada ocurren afloramientos de rocas metasedimentarias paleozoicas. Sobre este basamento se dispone, de manera discordante, una cobertura sedimentaria clástica y evaporítica de potencia variable asignada ampliamente al Cenozoico superior. En ella destacan los depósitos evaporíticos de edad Plioceno-Pleistoceno, formados principalmente por halita y yeso, que rellenan las cuencas de Salar Grande, Llamará, Bellavista y Pintados (Chong, 1988; Chong *et al.*, 1999). De manera local, en la zona litoral, se exponen depósitos marinos pleistocenos que forman terrazas costeras desde el nivel del mar y hasta 100 m s.n.m. (*e.g.*, Paskoff, 1989; Ortlieb *et al.*, 1997).

El rasgo estructural más notorio de la Cordillera de la Costa es el Sistema de Fallas de Atacama (SFA) (*e.g.*, Arabasz, 1971; Naranjo, 1987; González *et al.*, 2006). Este sistema está configurado por un conjunto de escarpes y lineamientos subparalelos entre si, orientados en forma paralela a la fosa (Fig. 1). Expuestos de manera casi continua por más de 1100 km de longitud desde la ciudad de Iquique (21º) hasta las inmediaciones de la ciudad de La Serena (30ºS). En el área de estudio se localizan las trazas del extremo norte del SFA, cuyas orientaciones varían desde N-S a NNW-SSE. Por otra parte, recientemente Allmendinger *et al.* (2005a) documentaron la existencia de un sistema de fallas inversas de orientación ~E-W, cuya expresión superficial se restringe a la Cordillera de la Costa entre las inmediaciones de la Quebrada Camarones (19ºS) y el sur de Río Loa (21,6ºS).

1.4. Marco Geomorfológico

La Cordillera de la Costa está formada por un relieve positivo que se distribuye como una franja de 39 km de ancho promedio, cuyo eje longitudinal se orienta en forma subparalela a la fosa (~N-S a NNW-SSE). La altura promedio de la cordillera es de 950 m s.n.m. y expone alturas máximas del orden de 2000 m s.n.m. En el área de estudio (~20º-21ºS) el relieve de la cordillera se caracteriza por presentar dos señales morfológicas generales, de tipo regional. La primera señal está formada por un relieve maduro, caracterizado por sierras aisladas rodeadas por extensas peniplanicies, morfologías que en general configuran un relieve suavizado (Fig. 3). La segunda señal morfológica se sobreimpone a la primera y corresponde a notorios escarpes

tectónicos que dislocan el relieve, rejuveneciendo el paisaje (Fig. 3). Este trabajo se focaliza en el estudio de las estructuras que definen estos escarpes.

El margen oeste de la cordillera está drásticamente interrumpido por el Gran Acantilado Costero (Mortimer, 1973; Paskoff, 1980), rasgo que configura

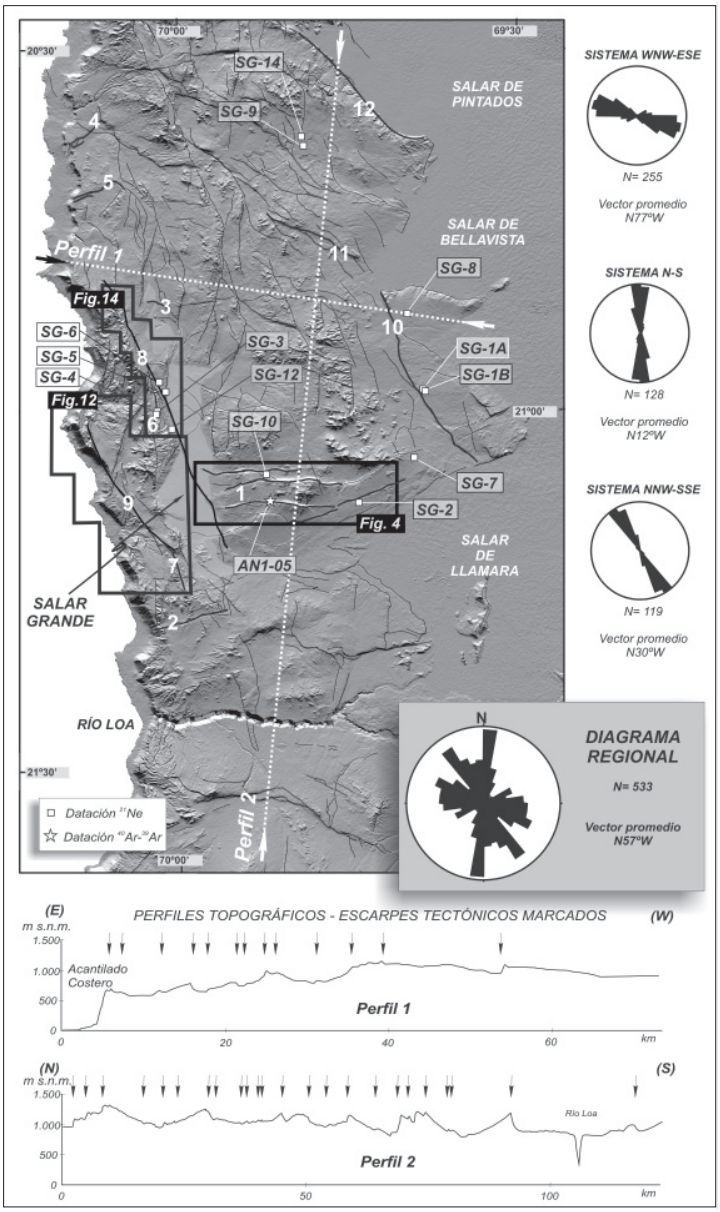

FIG. 3. Mapa de relieve sombreado, modelo numérico de terreno (30 m) (Yu e Isacks, 1999). Las líneas en negro representan las trazas de escarpes tectónicos. Los diagramas de roseta bidireccional representan la distribución de las orientaciones de las trazas ponderadas por su longitud. Los rectángulos blancos representan las zonas de observación en terreno. **1.** Sistema Chuculay; **2.** Falla Loa Norte; **3.** Falla Mostrenco; **4.** Falla Barranco Alto Norte; **5.** Falla Barranco Alto Sur; **6.** Falla Hombre Muerto; **7.** Fallas Geoglifo y Geoglifo Sur; **8.** Falla Salar Grande; **9.** Falla Chomache; **10.** Falla Lagunas; **11.** Falla Cerro Pampino; **12.** Falla Pintados. Son incluidas la ubicación de las dataciones con ^{21}Ne cosmogénico y ^{40}Ar/^{39}Ar en ceniza volcánica. En la parte inferior se presentan dos perfiles topográficos (Perfil 1 y Perfil 2), que muestran el evidente impacto de los procesos de deformación en la configuración del relieve de la Cordillera de la Costa.

un abrupto escalón morfológico que alcanza hasta 1000 m de desnivel en menos de 2 km de longitud. El flanco oriental de la cordillera se caracteriza por un frente de montaña erosivo en equilibrio con la Depresión Central.

En términos generales, las redes de drenaje están pobremente desarrolladas y/o preservadas, mostrando una evidente zonación en la dirección E-W. Cerca del Acantilado Costero las redes de drenajes se observan más desarrolladas y activas, en tanto que en el flanco oriental de la cordillera los drenajes están pobremente desarrollados, con incisiones poco profundas e inactivas, dado que no existe una superficie de agua capaz de transportar los materiales resultantes de la erosión mecánica por lo que la topografía es enterrada en sus propios depósitos de detritos (Allmendinger *et al.*, 2005a). A su vez, la cantidad de agua no es suficiente para producir importantes incisiones en el relieve preservando frentes de montaña y los escarpes de manera extraordinaria.

El rasgo morfológico más importante del área de estudio, es la cuenca del Salar Grande, la que corresponde a una cuenca evaporítica intramontana elongada según un eje ~N-S, de 6-10 km de ancho y ~45 km de longitud (Fig. 3). La superficie salina, representa la porción distal de un sistema aluvial configurado por serranías localizadas al este y oeste del salar, cuyas bajadas convergen hacia la cuenca del salar. La superficie salina es relativamente plana, sin embargo está deformada por fallas (Buddin *et al.*, 1993; Reijs y McClay, 1998; González *et al.*, 2003; Allmendinger *et al.*, 2005a).

2. La Deformación en las Inmediaciones del Salar Grande

2.1. Geometría y Distribución de los Escarpes

Como una primera aproximación se analizó la distribución de la orientación regional de los escarpes de falla sobre la base de un DEM de 30 m. El análisis se realizó sin establecer relaciones geométricas *a priori* entre las fallas, discriminando las trazas por su orientación. Para lograrlo, las trazas de falla fueron representadas en diagramas de roseta bidireccional. Sin embargo, conlleva una incertidumbre importante relacionada a la adecuada representación de fallas de diferentes dimensiones y por ende de distinta influencia en la corteza. La longitud de la traza de falla es representativa de la dimensión total del área de ruptura (Wells y Coppersmith, 1994), permitiendo utilizar la longitud de la traza de falla como un ponderador estadístico para el análisis estructural (Marret y Allmendinger, 1991). Por lo anterior y la extraordinaria preservación del paisaje relacionado al proceso de desecación de largo plazo del Desierto de Atacama, presente en el área desde al menos el Mioceno (Dunai *et al.*, 2005), se decidió 'pesar' las fallas por su longitud para realizar el análisis geométrico (Fig. 3). Se logró representando 100 datos virtuales con la orientación de la traza de mayor longitud y una cantidad de datos proporcional a cada traza de longitud menor. La ponderación por longitud, permitió representar de mejor manera la distribución de los sistemas de fallas y fue hecha considerando que las trazas son continuas a lo largo del rumbo. El análisis total de las trazas arrojó una orientación promedio N57ºW, y su distribución evidencia tres sistemas principales: **a.** WNW-ESE; **b.** N-S; **c.** NNW-SSE (Fig. 3).

El Sistema WNW-ESE está integrado por 255 trazas formadas por notorios escarpes que segmentan de manera abrupta el relieve de la Cordillera de la Costa. Las trazas son curvas y rectilíneas con una orientación promedio de N77ºW y longitudes que varían entre 0,8-38 km. Este sistema incluye un grupo de escarpes de orientación E-W, localizados al SE del Salar Grande, llamados Sistema de Fallas de Chuculay (Allmendinger *et al.*, 2005a) (Fig. 3).

El Sistema N-S tiene una población de 128 trazas, con una orientación promedio de N12ºW y longitudes de trazas que varía entre 0,6-30 km. Las trazas se conectan de manera asintótica con los lineamientos del sistema NNW-SSE, formando ángulos que varían entre 20º-25º. Estas trazas controlan gran cantidad de frentes de montaña del relieve de la Cordillera de la Costa, estructurando un paisaje general de bloques ligeramente basculados al oeste (Fig. 3).

El Sistema NNW-SSE tiene una orientación promedio de N30ºW y una población de 119 trazas. Las longitudes individuales de las trazas varían entre 0,2-32 km y forman frentes de montaña lineales con longitudes de hasta 60 km. Este sistema se caracteriza por controlar límites de las serranías de mayor altitud y continuidad del relieve de la Cordillera de la Costa. Algunas trazas de este sistema, forman parte del extremo norte del Sistema de Fallas de Atacama (Figs. 1, 3).

2.2. Morfología, Geometría y Cinemática de Las Fallas

Los procesos de deformación frágil, en la actual zona del antearco externo, tienen una historia desarrollada desde al menos el Cretácico Tardío (Scheuber y Andriessen, 1990; Scheuber y González, 1999). Ello implica que los patrones de deformación neógenos pueden estar ligados a geometrías heredadas y a complejos procesos de reactivación y acomodo de la deformación (González y Carrizo, 2003). A continuación son descritos en detalle los sistemas de fallas ilustrando casos representativos de la deformación de cada uno de ellos. El trabajo en el campo se concentró en caracterizar la deformación más tardía de estos sistemas.

2.2.1. Sistema WNW-ESE

Las fallas del sistema WNW-ESE se caracterizan por dislocar el relieve de la Cordillera de la Costa, formando notorios escalones morfológicos de hasta 350 m de separación vertical (Figs. 3, 4). Los planos de falla no se exponen o están cubiertos y se expresan como escarpes de falla y escarpes de limbo de pliegues formados por propagación de fallas, con numerosos escarpes menores localizados al pie de los escarpes mayores (Figs. 4, 5). La naturaleza inversa de estas fallas ha sido documentada recientemente por Allmendinger *et al.* (2005a). En detalle, la cinemática inversa es evidenciada por la presencia de fallas inversas al pie del escarpe y el desarrollo de estructuras secundarias extensionales localizadas en la cresta de los escarpes, relacionadas con la propagación de las fallas hacia la superficie (Figs. 5, 6). Observaciones en escarpes con caras libres indican una inclinación general de las fallas que varía entre 40º-60º. Las fallas desplazan depósitos de gravas miocenas, depósitos evaporíticos pliocenos y depósitos aluviales pliocenos-pleistocenos.

El Sistema Chuculay se expresa como un grupo de cinco escarpes mayores subparalelos, de traza

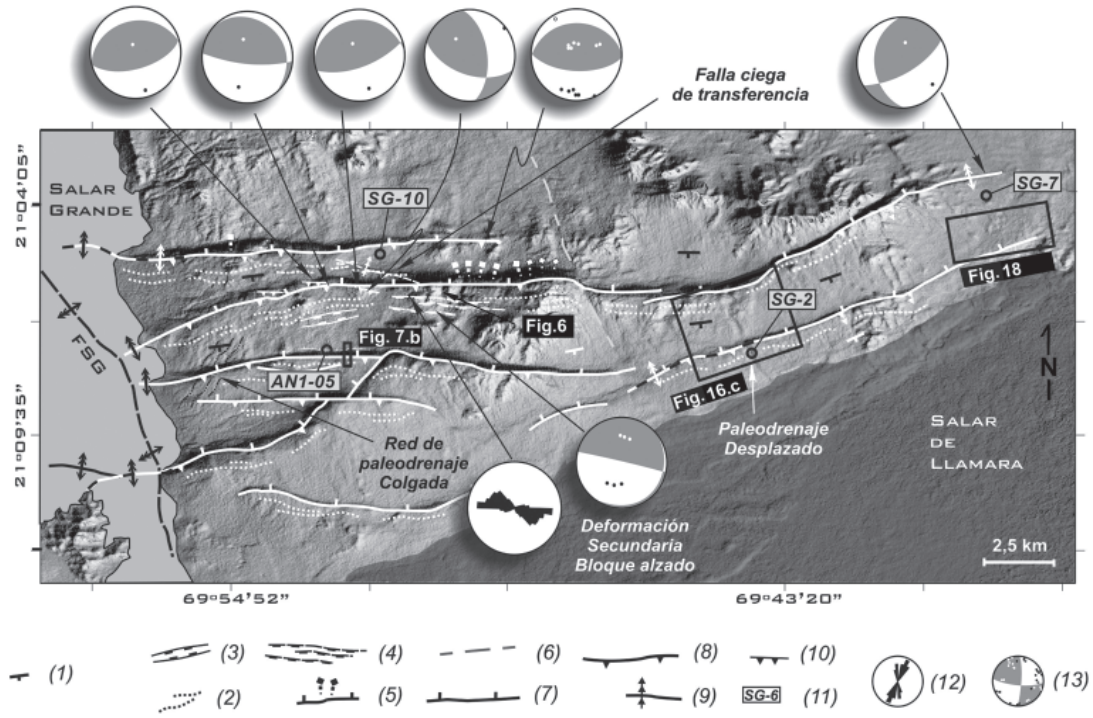

FIG. 4. Mapa estructural del Sistema Chuculay. Los rasgos morfológicos-estructurales son representados sobre un modelo numérico de terreno sombreado. **1.** actitud de la pendiente de la superficie; **2.** depresión tectónica formada por fallas normales; **3.** grietas; **4.** fallas normales híbridas; **5.** zona con dominio del talud de detritos y escombros; **6.** traza de falla degradada; **7.** escarpe de falla; **8.** falla inversa; **9.** pliegue asimétrico por propagación de falla; **10.** falla inversa mesoscópica; **11.** localidad de datación; **12.** diagrama de roseta bidireccional de grietas; **13.** ejes de deformación infinitesimal P-T; en gris se grafica el cuadrante de acortamiento.

rectilínea, cuya orientación varía entre N49ºE a N69ºW (Figs. 2, 4). Las trazas de este sistema tienen longitudes que varían entre 1,5 a 18 km y forman escarpes cuyas caras se disponen sistemáticamente hacia el norte, con separaciones verticales máximas que varían entre 40 y 350 m. Los planos de falla tienen una pobre exposición, ya que se encuentran cubiertos por el talud de detritos de los escarpes. Las fallas desplazan rocas mesozoicas, depósitos aluviales no consolidados pleistocenos y flexuran los depósitos salinos pliocenos del Salar Grande (Fig. 4). Las fallas desplazan un relieve preexistente formado por serranías aisladas rodeadas por extensas peniplanicies, configurando un relieve actual de bloques escalonados cuyas superficies están basculadas entre 4º y 5º hacia el sur. Las redes de drenajes desarrolladas en las peniplanicies desplazadas, muestran patrones en desequilibrio con la pendiente actual, sugiriendo paleoescorrentías hacia la cuenca Salar de Llamará y el Salar Grande (Fig. 4). El perfil de los escarpes principales varía desde escarpes simples a compuestos con varios escalones, evidenciando varios eventos de desplazamiento distanciados en el tiempo. La cresta del perfil del escarpe es redondeada y presenta gran cantidad de estructuras extensionales secundarias, como grietas abiertas y rellenas, fallas normales híbridas y depresiones estructurales. Estas estructuras se orientan paralelas, a ligeramente oblicuas al rumbo del escarpe y se distribuyen desde la cresta del escarpe, hasta 1 km al interior del bloque alzado (Figs. 4, 5, 6, 7a). El talud principal está formado por depósitos de detritos, en tanto que el pie del escarpe está formado por una zona irregular de escarpitas de trazas discontinuas y curvas, que no alcanzan separaciones verticales mayores a los 6 m (Figs. 4, 7a). Se reconocen fallas discretas con orientaciones entre E-W y N70ºW e inclinaciones de 60º-70ºS.

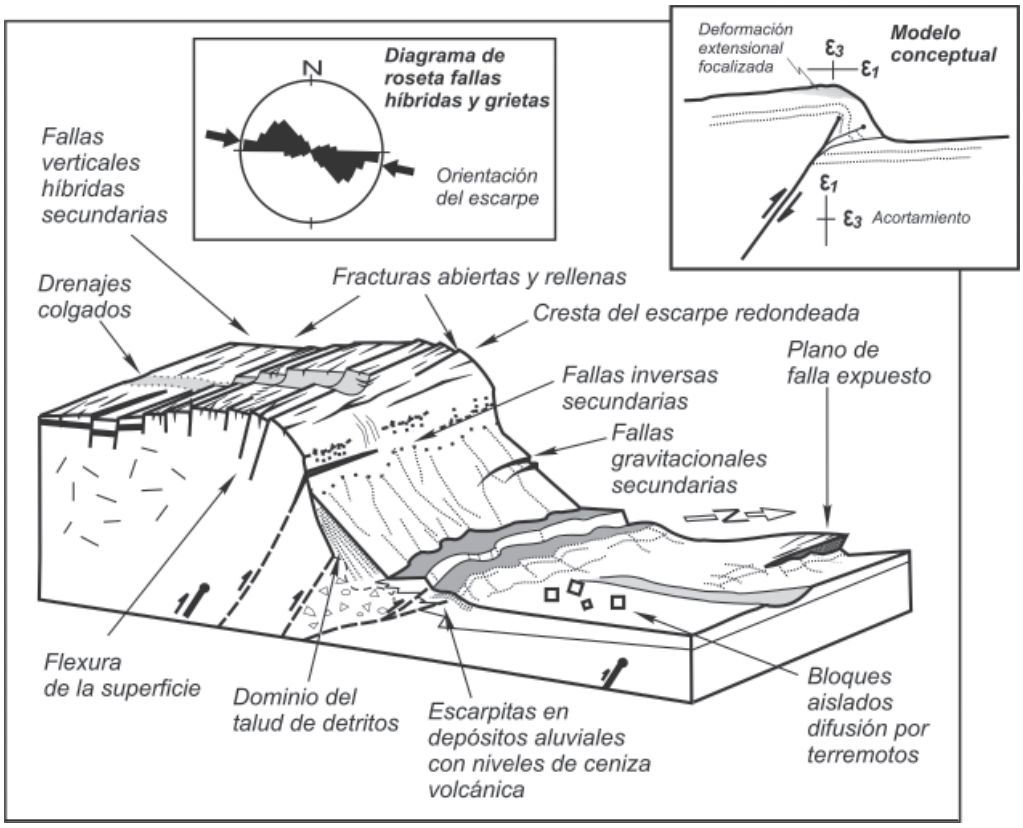

FIG. 5. Bloque diagrama esquemático que representa los rasgos morfológicos relacionados con las fallas del Sistema WNW-ESE. En el recuadro superior se esquematiza el modelo conceptual de la cinemática de las fallas. Se muestran los ejes de deformación asociados al fallamiento y a la zona de deformación secundaria en la parte superior del escarpe.

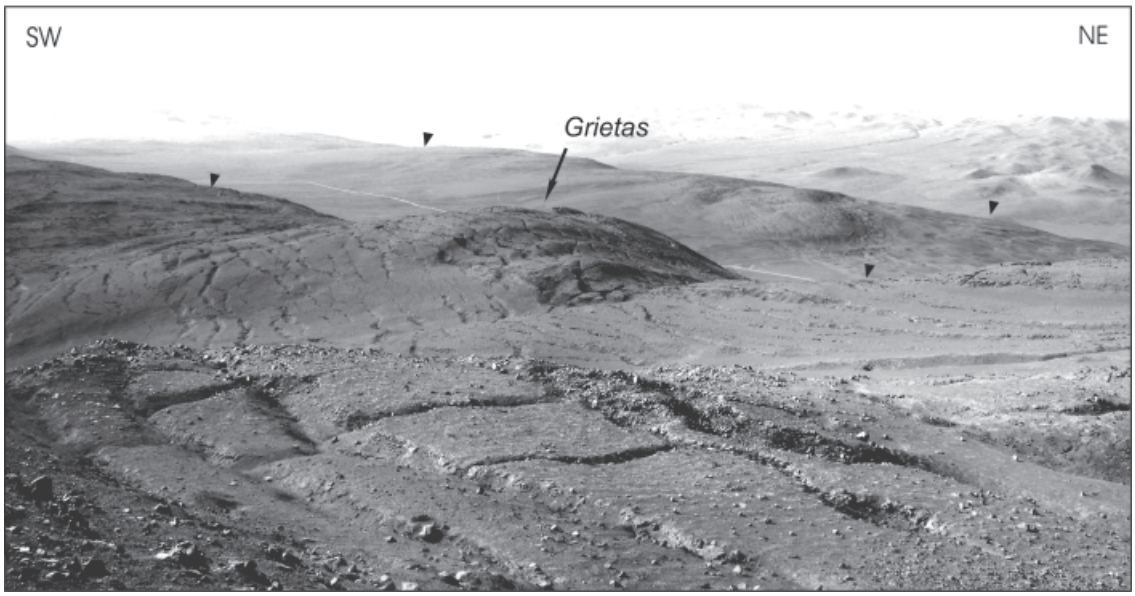

FIG. 6. Vista hacia el NW de los escarpes del Sistema Chuculay. Los triángulos negros indican la línea de cresta de los escarpes. Se observa la zona de estructuras extensionales localizadas en la zona de la cresta de los escarpes, formada principalmente por grietas abiertas y fallas híbridas orientadas paralelas a la traza del escarpe. También se observan fracturas orientadas ortogonales a la orientación del escarpe, las que son relacionadas con la deformación tridimensional del pliegue por propagación de falla.

La Falla Loa Norte tiene una orientación N76ºE y se localiza 15 km al norte del Río Loa (Fig. 3). La falla tiene una longitud de 11 km, expresada por un escarpe cuya cara se orienta hacia el norte, mostrando separaciones verticales de hasta 100 m. Las características morfológicas de esta falla son similares a las descritas en el Sistema Chuculay y presenta planos secundarios con inclinaciones que varían entre 40º y 60ºS.

La Falla Mostrenco tiene una orientación N60ºW y se localiza en la porción norte del Salar Grande (Fig. 3). La traza tiene una longitud de 2,4 km y presenta un escarpe cuya cara se orienta al norte, mostrando una separación vertical máxima de 25 m. La morfología del escarpe muestra un dominio del talud de detritos cementados por halita. El plano de falla principal no se expone, a pesar de ello se observan fallas secundarias que muestran inclinaciones con ángulos de 45º a 70ºS. Otras fallas inversas de orientación ~E-W fueron documentadas por Allmendinger *et al*. (2005a) en el área en estudio, ellas son las Fallas Barranco Alto Norte y Barranco Alto Sur (Fig. 3).

2.2.2. Sistema N-S

Las fallas de orientación N-S forman escarpes de falla y escarpes de limbo de pliegue por propagación de falla, con una pobre exposición del plano de falla principal. De manera característica, la cresta de los escarpes presenta gran cantidad de grietas abiertas y fallas normales híbridas secundarias orientadas oblicuas al rumbo de los escarpes. Las fallas en general provocan una inversión tectónica del relieve. La inversión se expresa por el alzamiento del piedemonte con respecto a la sierra adyacente a este, lo que provoca un rejuvenecimiento local del paisaje y desconecta las redes fluviales entre los frentes de montaña y los piedemontes (Fig. 7b, 8, 9). La cinemática de las fallas es de tipo inverso desplazando depósitos aluviales de edad Plioceno-Pleistoceno.

La Falla Hombre Muerto forma un escarpe de falla y de limbo de pliegue, de 6,6 km de longitud y cuya cara de escarpe se orienta hacia el oeste (Figs. 3, 7b, 8, 9,10). Observaciones en trincheras revelan que el plano de falla tiene una orientación general N10º-20ºE, con una inclinación de 30º-78ºW (Fig. 10). El escarpe muestra separaciones verticales de hasta 7,8 m y genera una inversión tectónica del relieve (Figs. 7b, 8, 9). Se exponen grietas abiertas y fallas secundarias híbridas concentradas principalmente en la cresta del escarpe con aperturas aparentes de hasta 1 m, corridas de hasta 20 m y

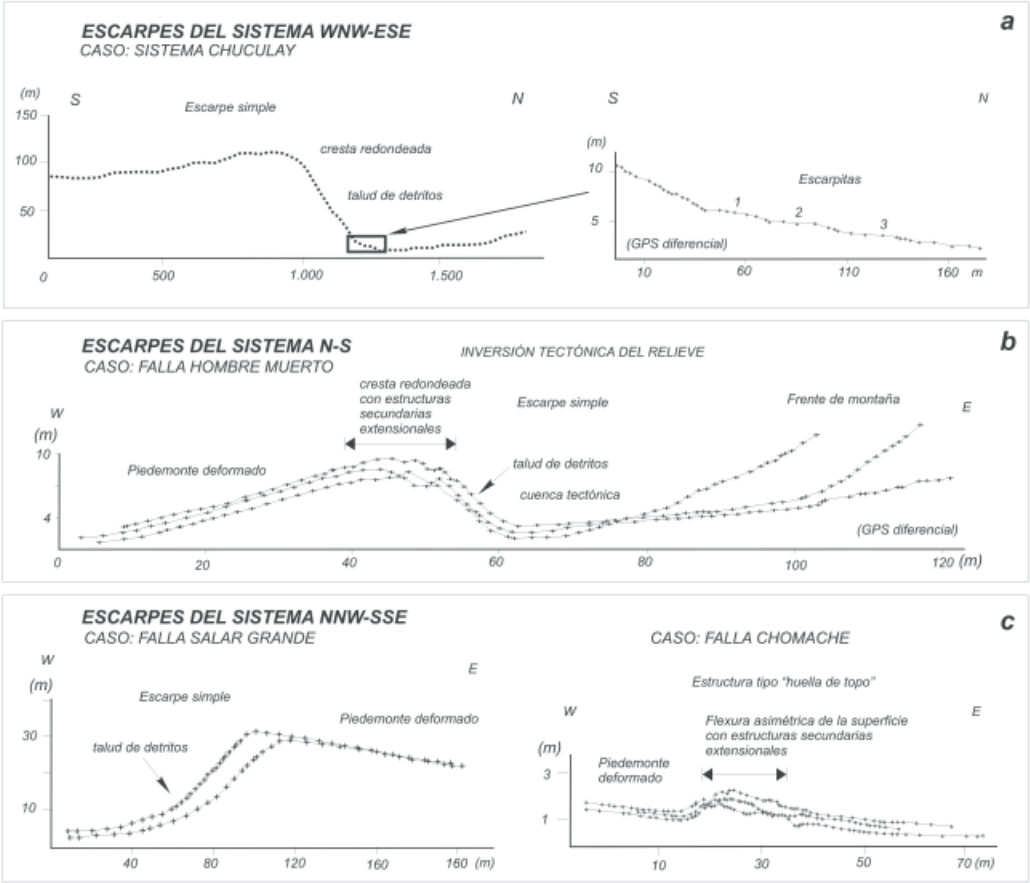

FIG. 7. Perfiles topográficos de casos representativos de los escarpes de falla y escarpes de limbo de pliegue de los diferentes sistemas de falla. **a.** Escarpes del Sistema Chuculay, ubicación en figura 4; **b.** Escarpe Falla Hombre Muerto, ver ubicación en figura 14; **c.** (Izquierda) Escarpe Falla Salar Grande, ubicación en figura 14; **c.** (Derecha) Escarpe tipo 'huella de topo', ubicación en figura 12.

separaciones verticales de hasta 1,5 m. Las grietas se orientan ligeramente oblicuas al rumbo del escarpe, según dos poblaciones dominantes NNW-SSE y NEE-SSW (Figs. 7b, 8, 9). La disposición rectilínea de la traza con respecto al frente de montaña, la inversión del relieve y el alto ángulo de inclinación, sugieren que la naturaleza de la falla responde a un proceso de inversión cinemático de una falla preexistente, la que estaría relacionada con la construcción del frente de montaña.

La Falla Geoglifo se expresa como un escarpe de limbo de pliegue con una longitud de 5,2 km. Tiene una orientación N10º-12ºW y el plano principal no se expone (Figs. 3, 11). La cara del escarpe se orienta hacia el oeste, con separaciones verticales de hasta 20 m, configurando una inversión tectónica del relieve. La morfología del escarpe es relativamente continua, caracterizada por un escarpe simple con el dominio del talud de detritos y la ausencia de caras libres. Las grietas y fallas secundarias híbridas localizadas en la cresta del escarpe tienen una orientación que varían entre N30ºE y N20ºW, formando ángulos oblicuos entre 5º-40º con respecto al rumbo del escarpe. Sobre la base de las estructuras secundarias se interpretó una cinemática inversa para la falla. Por otro lado, la Falla Geoglifo Sur, con una longitud de 2,4 km, se conecta de manera asintótica con la porción sur de la Falla Geoglifo. La falla tiene un rumbo N14ºW y expone un plano con una inclinación de 72º-78ºE. Esta falla presenta

similares características morfológicas a las de la Falla Geoglifo, mostrando grietas abiertas localizadas en la cresta del escarpe con orientaciones que varían entre N30º-45ºE y N45º-70ºW. El escarpe muestra separaciones verticales de hasta 6 m, con alzamiento del bloque oriental de la falla evidenciando un movimiento inverso (Fig. 11).

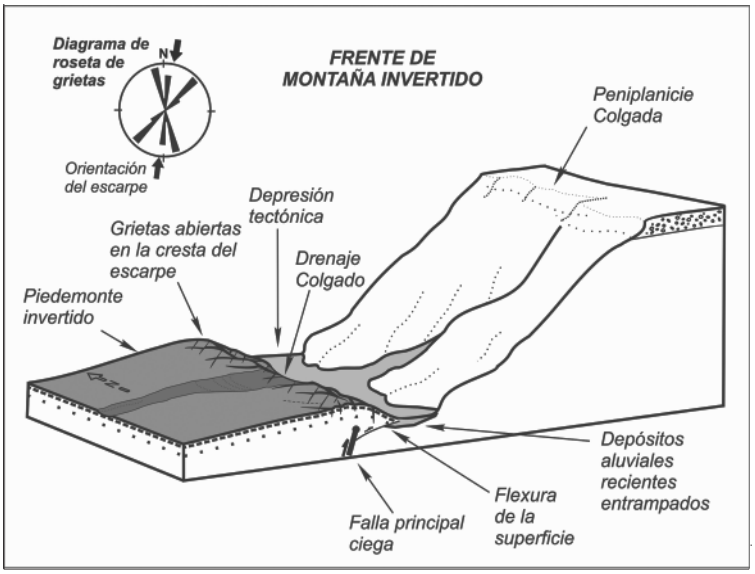

FIG. 8. Bloque diagrama esquemático que representa los rasgos morfológicos relacionados con las fallas del sistema N-S y NNW-SSE, destacando alzamiento del piedemonte, grietas abiertas e inversión tectónica del relieve. En particular el esquema muestra la situación geológica de la Falla Hombre Muerto.

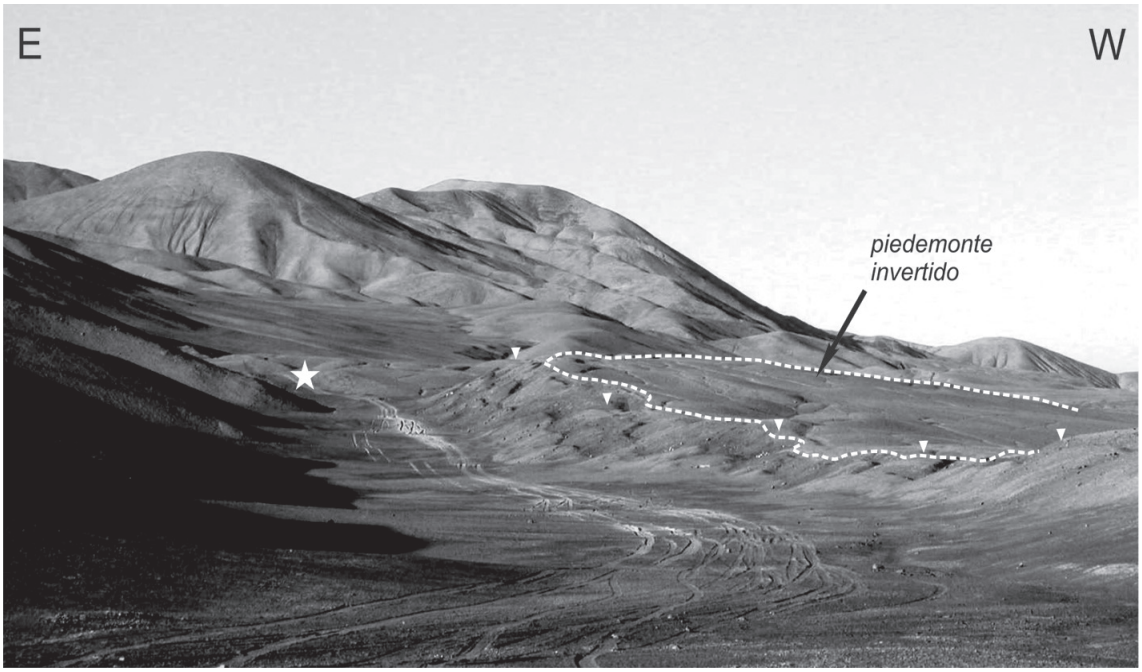

FIG. 9. Vista orientada al sur del escarpe de la Falla Hombre Muerto. Se observa la inversión tectónica del relieve, donde el piedemonte (indicado con una línea punteada) es alzado con respecto al frente de montaña localizado inmediatamente al este. La estrella blanca indica la posición de la trinchera de la figura 14.

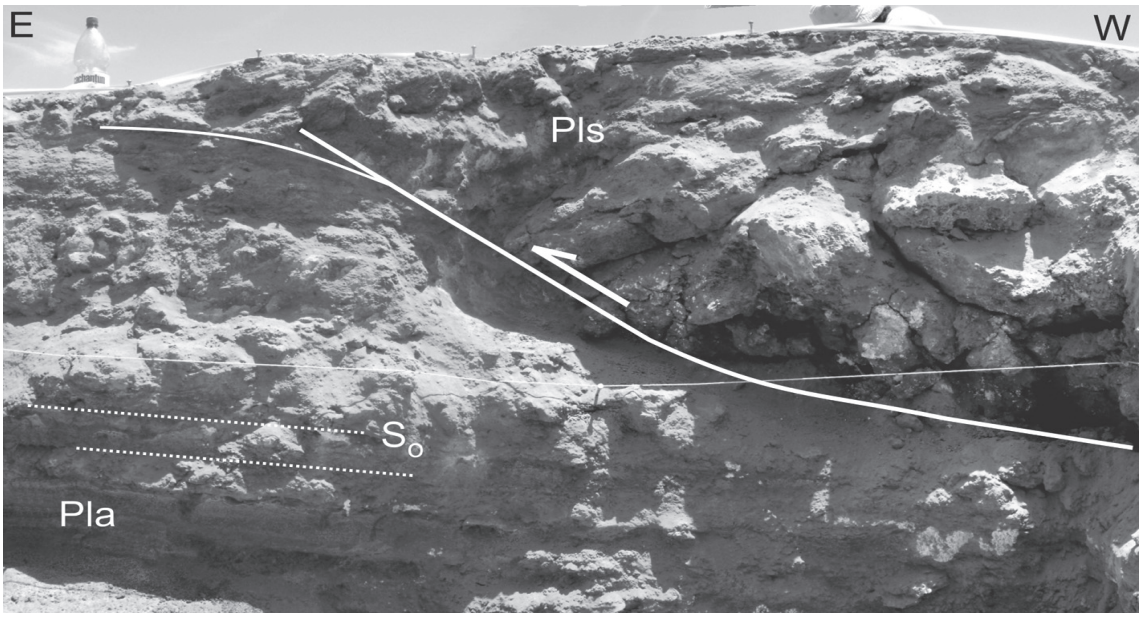

FIG. 10. Vista de la pared sur de una trinchera orientada perpendicular al rumbo de la Falla Hombre Muerto. **Pls:** depósitos salinos pleistocenos; **Pla:** depósitos aluviales pleistocenos. Pls corresponde a un suelo salino generado en el piedemonte invertido por la Falla Hombre Muerto. Pla corresponde a depósitos aluviales más jóvenes que Pls, que rellenan la cuenca tectónica formada entre el frente de montaña y el escarpe de la falla (ver figura 9). La trinchera expone un plano de falla secundario que dispone depósitos salinos sobre depósitos aluviales.

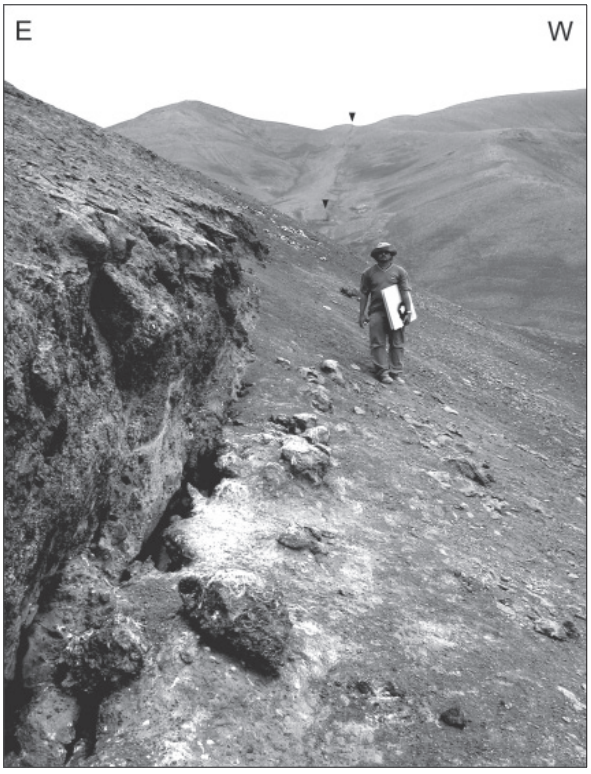

FIG. 11. Vista hacia el sur de la Falla Geoglifo Sur (ver ubicación en figura 12). Se expone la cara libre del escarpe de falla, con ascenso del bloque occidental. Los triángulos negros, en segundo plano, indican la traza rectilínea de la falla.

2.2.3. Sistema NNW-SSE

Las fallas de orientación NNW-SSE se reconocen como lineamientos importantes, de traza continua, formados por la unión de varios segmentos individuales (Fig. 3). Las fallas forman escarpes de falla y escarpes de limbo de pliegue formados por la propagación de falla. Es característico observar el desarrollo de gran cantidad de grietas abiertas asociadas a los escarpes, las que se orientan oblicuas al rumbo de las trazas de falla. En algunos casos las fallas producen la inversión del relieve, alzando piedemontes con respecto a las sierras, de similar manera a lo observado en las fallas del sistema N-S (Fig. 8). En otros casos, las fallas deforman piedemontes, con pendientes menores a 4º, perturbando las redes de drenajes y entrampando los abanicos aluviales más jóvenes (Pleistoceno-Holoceno) (Fig. 12). La cinemática de las fallas es dextral y dextral-inversa evidenciada por numerosos rasgos morfológicos, tales como drenajes y colinas desplazadas (Fig. 13), el abombamiento local de la superficie, morfologías tipo huellas de topo 'moletracks' (Fig. 7c) y cuencas tectónicas alineadas al escarpe. Las fallas desplazan depósitos de gravas miocenas y depósitos aluviales y evaporíticos plioceno-pleistocenos.

La Falla Chomache se expresa como un notorio lineamiento de orientación N60º-20ºW, formado por cuatro segmentos de falla que de norte a sur corresponden a: **a.** Segmento Punta de Lobos; **b.** Segmento Antena; **c.** Segmento Bahía Blanca y **d.** Segmento Chomache (Figs. 3, 12). Los segmentos tienen una cinemática dextral compatible entre sí caracterizados por presentar numerosos canales y colinas desplazadas, cuencas alineadas con las fallas, abombamiento local de la superficie y morfologías tipo 'huellas de topo'. Asociadas a estas estructuras se distribuyen extensas zonas de grietas abiertas orientadas en forma subparalela a oblicua al rumbo de las fallas. La extraordinaria preservación de los taludes de las fallas y grietas asociadas a esta falla evidencia los rasgos de deformación más recientes observados en el área en estudio. El Segmento Punta de Lobos corresponde al extremo norte de la Falla Chomache y se expresa como una traza rectilínea con una actitud de N30º-15ºW/90º, con una longitud de 9,8 km (Fig. 12). En su porción sur desplaza el talud de escombros del Acantilado Costero de edad Pleistoceno Tardío (González *et al.*, 2003). La falla controla un frente de montaña, poniendo en contacto rocas graníticas cretácicas con depósitos aluviales post-miocenos (González *et al.*, 2003). El escarpe muestra separaciones verticales de hasta 8 m, con alzamiento del bloque occidental a lo largo de su traza. También se observan escarpes aislados de 0,3-0,5 m de altura con caras que se orientan al oeste. El perfil del escarpe muestra caras libres retrocedidas, cornisas verticales restringidas al suelo salino y un importante talud de detritos y bloques. El vector de desplazamiento reconstruido, sobre la base de un canal desplazado por la falla, muestra un ángulo de barrido de 88º indicando una cinemática vertical con descenso del bloque oriental. El Segmento Antena tiene una orientación N20ºW y una longitud aproximada de 1,2 km (Fig. 12). Está formado por un conjunto de trazas menores subparalelas entre si, dispuestos en una zona de ~50-70 m de ancho, y desplazan un piedemonte formado por depósitos aluviales pliocenos. Se observa en trincheras que el plano de falla es de alto ángulo 80ºE-90º. El perfil del escarpe no presenta cara libre y muestra un dominio del talud de detritos. El piedemonte presenta numerosos drenajes desplazados indicando una cinemática dextral (Fig. 2). Los vectores de desplazamiento muestran ángulos de barrido de 10º-32º, con separaciones verticales de hasta 1,2 m y separaciones laterales de hasta 3 m. El Segmento Bahía Blanca tiene una longitud de 2,2 km y un rumbo promedio N28ºW. A pesar de que el plano principal no se expone, la rectitud de las trazas independiente de la topografía, sugieren una inclinación de alto ángulo. Este segmento está formado por un conjunto de trazas discretas que desplazan depósitos aluvio-lacustres (paleosalar) de edad miocena-pliocena y entrampan los sistemas aluviales pleistoceno-holocenos (Fig. 12). Las trazas se exponen como escarpes de falla y escarpes de limbo de pliegue de flancos simétricos, con separaciones verticales del orden de 2-3 m. En general, los escarpes no exponen caras libres y sus taludes están dominados por detritos y bloques de depósitos salinos. Asociada a esta falla se expone una extensa zona de grietas abiertas dispuestas en forma oblicua a la traza de la falla y concentradas en las crestas de los escarpes. Las grietas tienen aperturas que alcanzan hasta 1 m y corridas mayores a 30 m. Los rumbos de las grietas varían entre N15º y N30ºE y se disponen tanto en los bloques alzados como en los bloques deprimidos (Loveless *et al.*, 2005). Se reconocen numerosas estructuras tipo 'huellas de topo' y cuencas decamétricas alineadas paralelas a las fallas que indican una cinemática de rumbo para la fallas (Figs. 7c, 12). Vectores

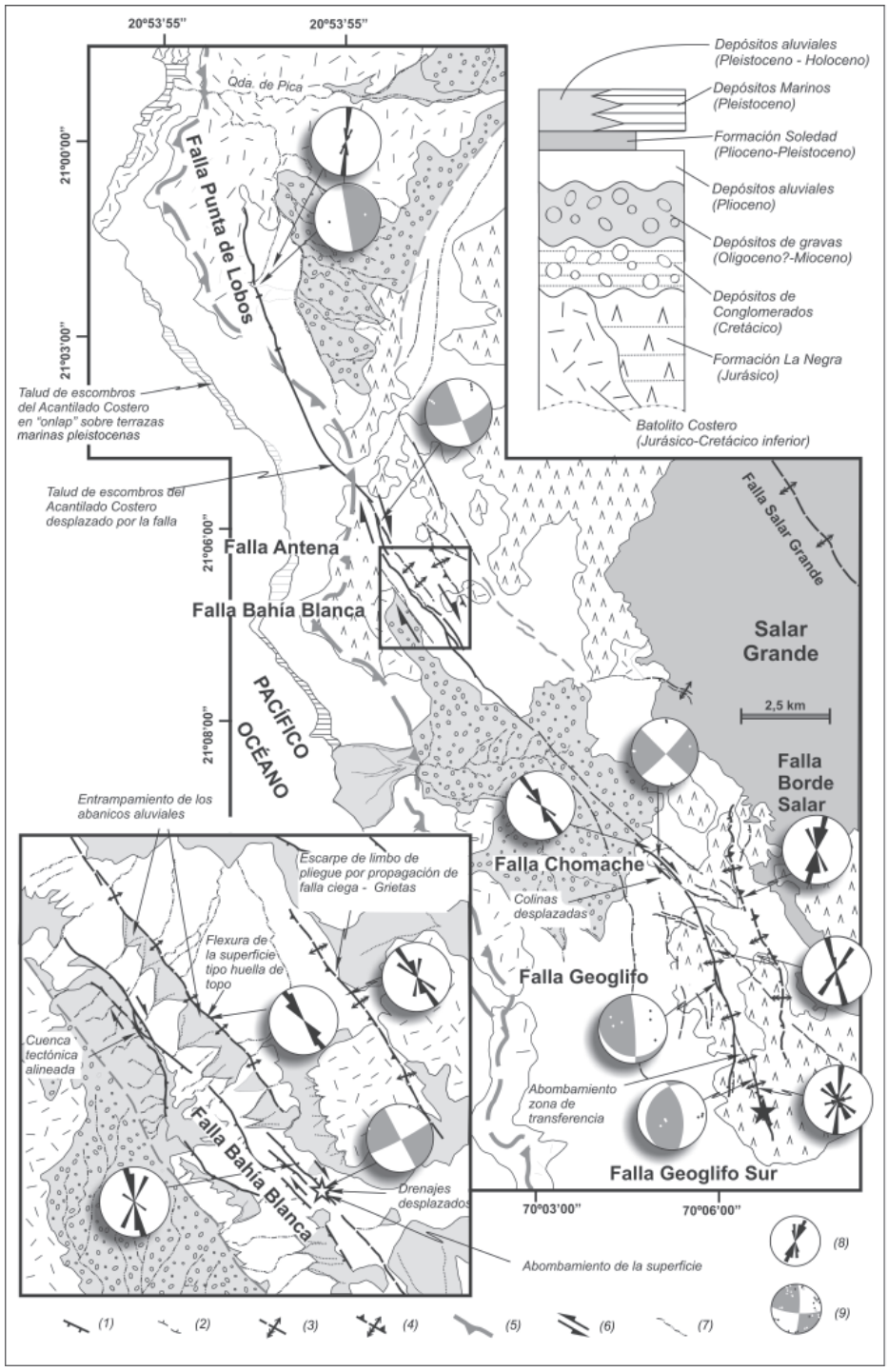

FIG. 12. Mapa estructural de las fallas Chomache, Geoglifo, Geoglifo Sur y Borde Salar. La información proviene del mapeo de detalle de las trazas de las estructuras. La estrella negra en la Falla Geoglifo Sur indica la ubicación de la figura 11. Se muestra un mapa más detallado de la zona de deformación relacionada con el Segmento Bahía Blanca y la estrella blanca indica la ubicación de la figura 13. **1.** escarpe de falla indicando el bloque que desciende; **2.** escarpita indicando el bloque que desciende; **3.** escarpe de pliegue asimétrico por propagación de falla; **4.** escarpe de pliegue por propagación de falla inversa; **5.** cresta del Gran Acantilado Costero; **6.** indicadores de sentido de movimiento de rumbo de la falla; **7.** drenaje; **8.** diagrama de roseta bidireccional de grietas; **9.** ejes de deformación infinitesimal P-T.

de rechazo reconstruidos muestran ángulos de barrido de 10º-32º, con separaciones laterales de hasta 10 m y verticales de hasta 4 m. Por último, el Segmento Chomache tiene una orientación N43ºW, una longitud de 2 km y representa la terminación sur de la falla homónima (Fig. 12). La falla reactiva un frente de montaña lineal, formado por rocas volcánicas mesozoicas, en cuyo talud se observan numerosas grietas abiertas y fallas secundarias híbridas orientadas oblicuas al rumbo de la falla, variando desde N15º hasta N55ºW. Las fallas híbridas tienen aperturas menores a 1 m y separaciones verticales de hasta 1,2 m con caras de escarpe opuestas a la pendiente del talud. La cinemática general de la Falla Chomache es de rumbo dextral evidenciada por numerosos drenajes y lomas desplazadas localizadas a lo largo de la falla (Fig. 13). La reconstrucción de vectores de rechazo muestra ángulos de barrido de 8º a 14º y magnitudes de desplazamiento de 3,6 a 10,6 m.

La Falla Salar Grande tiene una orientación general N35ºW y forma un notorio lineamiento de 47 km de longitud. El plano de falla principal no se expone, sin embargo la rectitud general de la traza de falla, independiente de la variación topográfica, sugiere una inclinación de alto ángulo hacia el este. La falla desplaza el piedemonte del frente de montaña de la Sierra Carrasco y flexura la superficie del relleno salino de la cuenca del Salar Grande de edad pliocena (Figs. 3, 12, 14). La falla forma escarpes con caras orientadas sistemáticamente al oeste, con separaciones verticales de hasta 60 m. La actividad de la falla produce una inversión tectónica del relieve formando una depresión tectónica de hasta 300 m de ancho la que desconecta los drenajes que descienden de la Sierra Carrasco con la cuenca del Sala Grande (Figs. 14, 15). La morfología de los escarpes a lo largo de la traza es variada, evidenciando tanto un control morfológico como litológico. En términos generales corresponde a un escarpe individual, de perfil suave, con una cresta redondeada, sin caras libres expuestas y un característico dominio del talud de detritos (Fig. 7c). Numerosos rasgos morfológicos, tales como, drenajes y colinas desplazadas observados a lo largo de la falla evidencian una cinemática dextral-inversa con rechazos de hasta 40 m (Figs. 14, 15). De manera compatible a lo anterior, la falla presenta trazas en 'échelon' y abombamiento del bloque alzado. En el extremo norte de la traza se observa un pliegue antiforme buzante al NNE desarrollado en rocas sedimentarias clásticas rojas, asignadas

FIG. 13. Vista hacia el norte de la Falla Chomache, Segmento Geoglifo. Se expone un drenaje inactivo desplazado por la falla evidenciando una cinemática dextral. Los triángulos blancos indican el eje del drenaje.

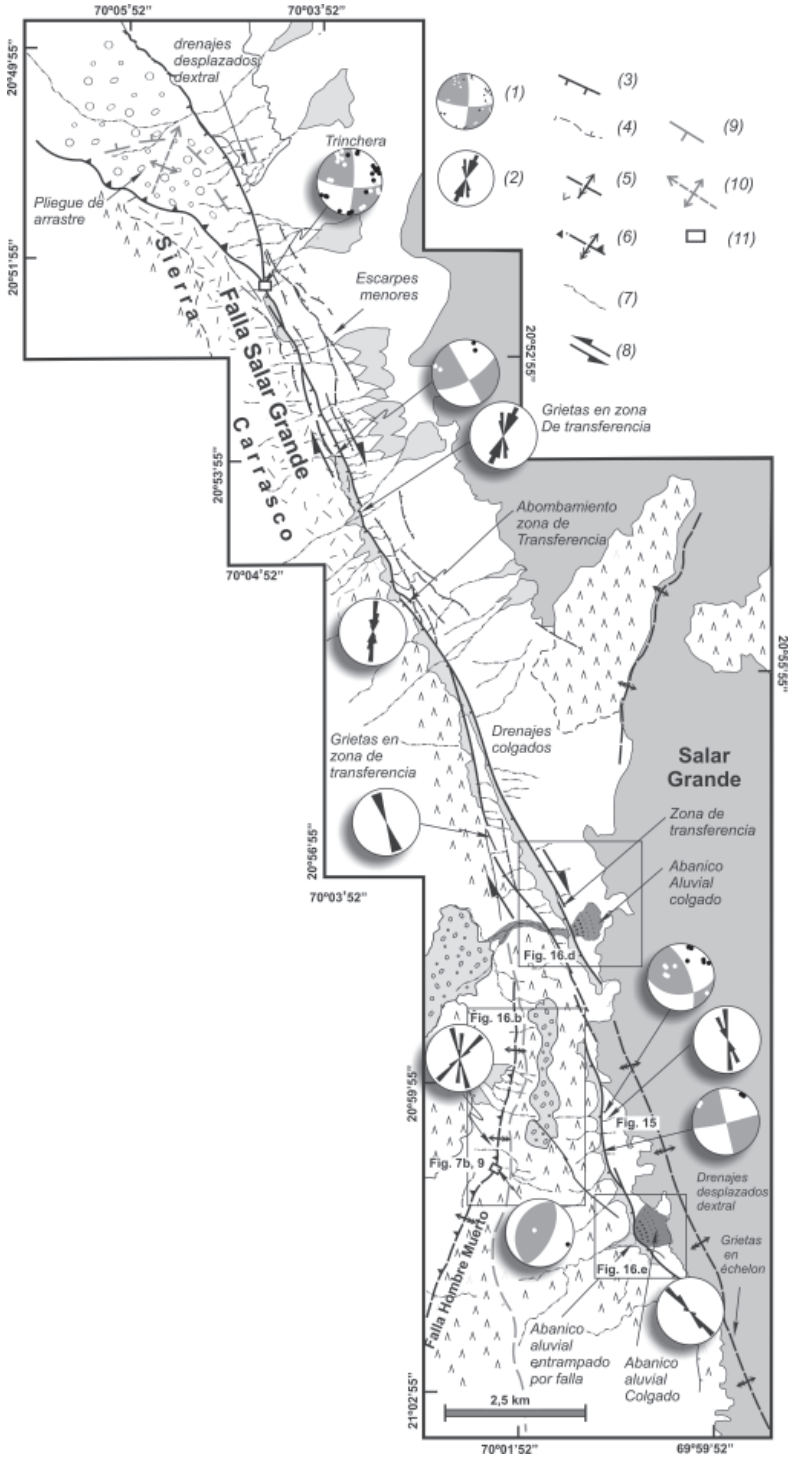

FIG. 14. Mapa estructural de la Falla Salar Grande y la Falla Hombre Muerto. La información proviene del mapeo de detalle de las trazas de las estructuras. **1.** ejes de deformación infinitesimal P-T; **2.** diagrama de roseta bidireccional de grietas; **3.** escarpe de falla indicando el bloque que desciende; **4.** escarpita indicando el bloque que desciende; **5.** escarpe de pliegue asimétrico por propagación de falla; **6.** escarpe de pliegue por propagación de falla inversa; **7.** drenaje; **8.** indicadores de sentido de movimiento de rumbo de la falla; **9.** estratificación; **10.** eje de pliegue interpretado; **11.** trinchera. Simbología ver figura 12.

al Cretácico (Fig. 14). Esta estructura ha sido interpretada como un pliegue de arrastre asociado a una cinemática dextral de la falla (González *et al.*, 2003). La componente inversa de los desplazamientos es evidenciado por la presencia de estructuras secundarias de tipo extensional localizadas en la parte alta del escarpe, tales como grietas abiertas y fallas secundarias híbridas orientadas oblicuas al rumbo del escarpe (N30ºW y N15ºE) y que en algunos casos forman 'grabenes' decamétricos con separaciones verticales de 1,8 m. Mediciones de estrías en la zona de falla principal, expuestas en una trinchera de exploración minera, indican a su vez una cinemática de tipo dextral-inversa con ángulos de barrido que varían desde 0º a 50º.

La Falla Lagunas se localiza en el margen este de la Cordillera de la Costa y tiene una orientación N37ºW, una inclinación de 60º-67ºE y una longitud de 29,6 km. La falla controla el alzamiento y basculamiento de un bloque aislado del piedemonte oriental de la Cordillera de la Costa, formado por depósitos aluviales y evaporíticos dispuestos sobre un basamento ígneo Mesozoico (Fig. 3). El escarpe, que constituye el borde occidental del bloque alzado, tiene un talud dominado por detritos y expone separaciones verticales máximas de 150 m. La porción norte de la falla se expone en una trinchera de labores mineras, donde la falla desplaza el talud de detritos del escarpe, evidenciando un episodio de reactivación. Estrías en el plano de falla muestran un ángulo de barrido de 50º indicando un movimiento inverso-dextral. Distante a unos 30 m del pie del escarpe, fue posible observar fallas inversas de bajo ángulo con actitudes N26ºW/30-35ºE y N38ºW/25º, que desplazan y pliegan depósitos aluviales de edad miocena-pliocena, sin afectar los depósitos aluviales y coluviales más jóvenes de edad pleistocena-holocena.

La Falla Cerro Pampino forma un escarpe simple con una orientación N40ºW, una longitud de 7,5 km, localizado al noreste del Salar Grande y que se alinea en trayectoria con la Falla Lagunas (Fig. 3). El escarpe expone separaciones verticales de hasta 60 m y su morfología presenta un dominio en el talud de detritos sin exponer caras libres ni incisiones. El plano de falla principal no se expone, sin embargo en un laboreo minero abandonado se observaron planos de falla secundarios con ángulos de inclinación de 38º a 55ºN y estrías con ángulos de barrido de 32º y 70º indicando una cinemática inversa-dextral.

La Falla Pintados controla el frente de montaña que limita el borde oriental de la Cordillera de la Costa con el Salar de Pintados, perteneciente a la Depresión Central (Fig. 3). El frente de montaña describe una traza lineal de 32 km de longitud y una orientación N60ºW. El escalón morfológico muestra 150 m de separación vertical acumulada y desplaza rocas mesozoicas y depósitos aluviales miocenos. El plano de falla principal no se expone, sin embargo su traza rectilínea independiente de la topografía sugiere un ángulo alto de inclinación. La morfología del frente de montaña es compleja, mostrando numerosas quebradas que seccionan el escarpe general. A pesar que no se observan escarpes frescos, se observaron fallas secundarias a lo largo del frente de montaña, con inclinaciones que varían entre 15º y 73ºSW y estrías que indican una cinemática inversa-dextral.

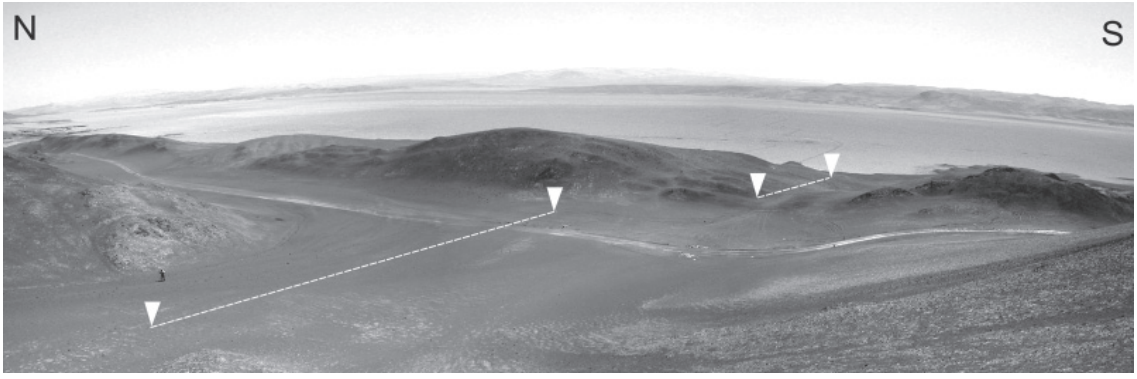

FIG. 15. Vista hacia el este de la Falla Salar Grande. Se expone un valle colgado por la falla evidenciando una cinemática dextral. Los triángulos blancos indican el eje del valle.

3. Edad de la deformación

3.1. Temporalidad Relativa de los Sistemas de Falla

Como una primera aproximación a la cronología de las fallas se analizó las relaciones de corte entre los diferentes sistemas sobre la base del DEM (Fig. 3). Las intersecciones de los escarpes muestran separaciones principalmente de manteo, dominadas por el sistema WNW-ESE. Esto evidencia que la génesis de los escarpes y frentes de montaña relacionados con los sistemas de fallas N-S y NNW-SSE son, en términos relativos, más antiguos que los del sistema WNW-ESE. Esto es compatible con las morfologías de los escarpes, que exponen taludes más suavizados e incididos en los sistemas N-S y NNW-SSE, en comparación con los taludes notoriamente más abruptos de los escarpes del sistema WNW-ESE. Por otra parte, de un total de 45 casos de intersecciones analizadas en detalle, un 76% de los datos muestra separaciones verticales sin una componente lateral evidente. El 24% restante expone un 48% de separaciones aparentes dextrales, y un 52% de separaciones aparentes sinistrales. Esto sugiere una cinemática dominantemente de manteo para las fallas del sistema WNW-ESE. Las relaciones de corte entre los sistemas N-S y NNW-SSE no muestran intersecciones con separaciones evidentes, más bien, los escarpes de las fallas del sistema N-S se localizan en bloques limitados por las fallas del sistema NNW-SSE y sus trazas convergen de manera asintótica con los escarpes y frentes de montaña del sistema NNW-SSE. Esto sugiere una relación genética entre estos sistemas, por ende contemporaneidad entre ellos.

De manera compatible con los antecedentes cronológicos preliminares, establecidos sobre la base del análisis del DEM, las observaciones en el campo indican que los sistemas de fallas N-S y NNW-SSE se caracterizan por configurar importantes frentes de montaña, cuyas morfologías evidencian un nivel de erosión notoriamente mayor que los escarpes del sistema WNW-ESE. Sin embargo, estos frentes de montaña exponen a su vez escarpes más jóvenes localizados en la cabecera de los piedemontes evidenciando procesos de reactivación. Estos últimos escarpes son morfológicamente compatibles con los del sistema WNW-ESE y producen de manera característica la inversión del relieve alzando los bloques de piedemonte con respecto a las sierras. Además las separaciones de manteo observadas en estos escarpes, son a su vez compatibles con las separaciones de los escarpes del sistema WNW-ESE (Fig. 7).

Lo anterior establece que existe una relación genética entre los escarpes de los sistemas N-S y NNW-SSE y cuya actividad es más antigua, en términos relativos, que las fallas del sistema WNW-ESE. A su vez, se evidencia contemporaneidad y/o diacronía en períodos de tiempo muy cercanos, entre los diferentes sistemas, asociada a los escarpes del sistema WNW-ESE y a los escarpes más jóvenes de los sistemas N-S y NNW-SSE (Tabla 1). Cabe señalar que este trabajo se focaliza en estudiar la naturaleza de estos últimos grupos de escarpes, cuyas morfologías son, en términos relativos, más jóvenes.

3.2. Datación de Superficies Desplazadas por Medio de ^{21}Ne Cosmogénico

Una vez establecida las relaciones temporales relativas, fue necesario precisar la edad de las fallas. Dataciones radiométricas ^{40}K-^{39}Ar y ^{40}Ar/^{39}Ar en ceniza volcánica intercalada en depósitos aluviales desplazados por las fallas, junto con la edad de los depósitos desplazados por las fallas en estudio, indican que la actividad de las fallas habría comenzado durante el Mioceno Superior (5,62±0,1 Ma; González *et al.*, 2003 y 6,1±0,3 Ma; Allmendinger *et al.*, 2005a). A su vez la deformación más joven documentada tendría una edad post-Plioceno-Pleistoceno, evidenciada tanto por el desplazamiento de depósitos salinos y terrazas marinas en la Plataforma Costera, como por el desplazamiento del talud de escombros del Acantilado Costero (González *et al.*, 2003). Estos antecedentes establecen una primera aproximación a la edad de la deformación (Mioceno Superior-Pleistoceno Superior), sin embargo son insuficientes para precisar en especial la deformación más tardía.

La extrema aridez del Desierto de Atacama, presente desde el Oligoceno-Mioceno ha permitido una extraordinaria preservación del paisaje de la Cordillera de la Costa durante el Neógeno (Hartley y Chong, 2002; Dunai *et al.*, 2005). En consecuencia la extraordinaria preservación de los rasgos morfológicos desplazados por las fallas, podría sugerir equivocadamente que las fallas son muy jóvenes y se encuentran activas. Sumado a esto, las condiciones de vida extrema, relacionadas con el proceso de aridización, no han permitido el desarrollo de vegetación importante restringiendo el uso de la

TABLA 1. RESUMEN DE LAS CARACTERÍSTICAS MORFOLÓGICAS DE LOS ESCARPES Y CRONOLOGÍA RELATIVA ENTRE LOS DIFERENTES SISTEMAS DE FALLAS.

Sistemas y Fallas	Características de los escarpes				Depósitos desplazados
	Cara libre	Talud de detritos	Incisiones en el talud	Reactivación en talud de detritos	
Sist. WNW-ESE					
Sistema Chuculay	sí	sí	sí-no	sí	Mioceno-Pleistoceno
Falla Loa Norte	no	sí	no	sí	Mioceno-Pleistoceno
Falla Mostrenco	no	sí	no	no se observa	Pleistoceno
F. Barranco Alto Norte	no	sí	no	sí	Mioceno-Plioceno
F. Barranco Alto Sur	no	sí	no	sí	Mioceno-Plioceno
Sistema N-S					
Falla Hombre Muerto	no	sí	no	sí	Plioceno-Pleistoceno.
Falla Geoglifo	no	sí	no	no se observa	Plioceno-Pleistoceno
Falla Geoglifo Sur	no	sí	no	sí	Plioceno-Pleistoceno
Sist. NNW-SSE					
Falla Salar Grande	no	sí	sí-no	sí	Plioceno-Pleistoceno
Falla Chomache	no	sí	no	sí	Mioceno-Pleistoceno
Falla Lagunas	no	sí	no	sí	Mioceno-Plioceno
Falla Cerro Pampino	no	sí	no	sí	Pleistoceno
Falla Pintados	no	sí	sí	no se observa	Mioceno

metodología de radiocarbón en deformaciones post-Pleistoceno superior. Considerando lo anterior, el uso de la datación con nucleidos cosmogénicos de superficies bien preservadas, dislocadas por fallas, ofrece una excelente oportunidad para precisar mejor la edad de las estructuras (*i.e.,* Tapponier *et al.,* 2001; Hetzel *et al.,* 2002). Se escogió el nucleido estable ^{21}Ne cosmogénico, por su amplia sensibilidad en el registro temporal (hasta ~10^7 años), descartando el uso de radionucleidos (*i.e.,* ^{10}Be, ^{26}Al, ^{36}Cl) que tienen una vida media < 1Ma (Lal, 1991; Tapponier *et al.,* 2001; Hetzel *et al.,* 2002).

3.2.1. Naturaleza de las Superficies Datadas

La metodología de datación de una superficie con nucleidos cosmogénicos tiene como premisa fundamental el considerar una tasa de erosión despreciable en la superficie muestreada, restringiendo la aplicación de este método a superficies que expongan evidencias geológico-climáticas que sustenten esta premisa (Gosse y Phillips, 2001; Burbank y Anderson, 2001; Tapponier *et al.,* 2001; Hetzel *et al.,* 2002). En este trabajo fueron muestreadas 10 superficies de la Cordillera de la Costa, con alturas que varían entre 697 y 1100 m s.n.m. (Figs. 3, 16, 17). Las superficies escogidas reúnen dos requisitos fundamentales: **i)** ellas exponen evidencias de inactividad de procesos de erosión-sedimentación y **ii)** las superficies están relacionadas con la actividad de fallas. La estrategia de selección de localidades incluyó dos tipos de superficies: **a)** peniplanicies, resultantes de procesos de sedimentación regional, que configuran el relieve de fondo de la Cordillera de la Costa y se encuentran localmente desplazadas por las fallas (ver marco geomorfológico) y **b)** rasgos morfológicos de agradación (abanicos aluviales) y degradación (drenajes) desarrollados en el relieve de la Cordillera de la Costa y que a su vez son desplazados por las fallas (Fig. 3).

Superficie Lagunas (muestras SG-1A, SG-1B y SG-8). Forma la superficie del bloque alzado por la Falla Lagunas, ubicado en el margen oriental de la Cordillera de la Costa (Figs. 3, 16a, 17). La superficie tiene una altitud promedio de 960 m s.n.m. y una pendiente general de 2º hacia el este. Corresponde a una peniplanicie desconectada completamente de zonas elevadas, sin rasgos de erosión vertical activa. La superficie está desarrollada en depósitos de gravas, con clastos subangulosos a subredondeados, fuertemente cementadas por sulfato. Del análisis del modelo numérico de terreno es posible diferenciar

dos zonas de características diferentes dentro de la peniplanicie. En el sector sur, localidad de muestreo SG-1A y SG-1B, el relieve es plano y suave, sin presentar incisiones aparentes. En tanto que en el sector norte, muestra SG-8, la peniplanicie exhibe algunos paleovalles, de taludes muy suavizados, en desequilibrio con la pendiente actual, que evidencian paleoescorrentías provenientes desde los frentes de montaña de la Cordillera de la Costa, distantes a ~6 km al oeste. Los clastos expuestos en esta superficie son principalmente de origen volcánico e intrusivo, compatibles con los afloramientos locales. Este hecho sustenta la hipótesis que los clastos provienen de localidades cercanas y no han desarrollado un largo período de transporte.

Superficie Chuculay (muestras SG-7 y SG-10). Corresponde a una peniplanicie, con una altura promedio de 890 m s.n.m., desplazada por las trazas de fallas del Sistema Chuculay (Fig. 3, 4, 18). La superficie está desarrollada en depósitos de gravas y brechas conglomerádicas de origen aluvial, cuyos clastos son en su mayoría subangulosos. Presenta el desarrollo pervasivo de suelo salino, formado principalmente por sulfato (yeso, anhidrita y halita), y gran cantidad de grietas de desecación (Fig. 18). No presenta drenajes activos importantes y se caracteriza por exponer estructuras de erosión eólica tipo 'blow holes' (Naranjo y Paskoff, 1980). Los clastos expuestos en la superficie son de tipo volcánico e intrusivo litológicamente compatibles con los afloramientos de las rocas mesozoicas de las sierras cercanas. En el caso de la muestra SG-7, la superficie está desplazada por fallas, observando su continuidad a ambos lados de la falla (Figs. 3, 4). La muestra SG-10 se ubica en el bloque alzado más septentrional del Sistema Chuculay. La superficie está localmente limitada por fallas, en similar configuración a la superficie de la muestra SG-7. El escarpe principal se localiza a 300 m de la zona de muestreo, sin embargo la superficie se encuentra desconectada de los procesos de sedimentación relacionados con la degradación del escarpe, por un drenaje inactivo que se localiza en el pie del escarpe. Debido a que esta superficie expone numerosas estructuras tipo 'blow holes', las muestras de clastos de cuarzo se recolectaron en aquellas zonas no afectadas por erosión eólica.

Superficie de Pintados (muestras SG-14 y SG-9). Corresponde a una peniplanicie localizada a 1000 m s.n.m., en la parte superior del bloque alzado del frente de montaña de Pintados (Fig. 3). Esta desarrollada en depósitos de brechas monomícticas, de clastos angulosos, matriz soportadas y cementadas por yeso, cuya litología es compatible con los afloramientos cercanos. Esta superficie está dislocada por fallas de los sistemas WNW-ESE y N-S, desconectando la superficie de los relieves positivos, distantes a 2,5 km al NW (Fig. 3). Es característico la presencia de gran cantidad de grietas de desecación junto con el desarrollo de suelo salino sulfático (yeso, anhidrita), sin presentar el desarrollo de drenajes activos. Se observan fragmentos de roca de 15-30 cm de diámetro, los que muestran caras facetadas por acción eólica (ventifactos) y desarrollo de barniz del desierto, características que evidencian la inactividad de los procesos de erosión, transporte y sedimentación en la superficie.

Superficies del frente de Montaña de Hombre Muerto (muestras SG-3 y SG-4). En este sector fueron muestreadas dos superficies, una localizada en el piedemonte del frente de montaña (SG-3) y otra localizada en la cima de la serranía (SG-4) (Figs. 14, 16b). La superficie del piedemonte (SG-3) está deformada por la Falla Hombre Muerto, tiene una altura promedio de 858 m s.n.m. y una pendiente actual de 4º al oeste. La superficie está formada por brechas aluviales matriz soportada, de clastos angulosos a subangulosos, con el desarrollo pervasivo de suelo salino y la presencia de grietas de desecación. Se observan además, fragmentos de roca de 25 cm de diámetro que muestran el desarrollo de barniz del desierto y fracturamiento *in situ* por intemperismo. Estas características evidencian la inactividad de los procesos de erosión y transporte en esta superficie. Por otra parte, la muestra SG-4 (Figs. 14, 16b) proviene de la superficie más alta de la sierra (943 m s.n.m.) del frente de montaña de la Falla Hombre Muerto. La superficie está desconectada de relieves positivos, presenta el desarrollo de suelo salino y no está disectada por quebradas ni drenajes activos. La muestra recolectada fue obtenida de la porción central de la superficie, distante unos 20-30 m de los bordes.

Canal desplazado por el Sistema Chuculay. La muestra SG-2 fue recolectada del piso de un paleo-valle de orientación N-S labrado en la superficie Chuculay (Figs. 4, 16c). Se observan clastos redondeados en la porción central del canal lo que evidencia su paleo-actividad fluvial.

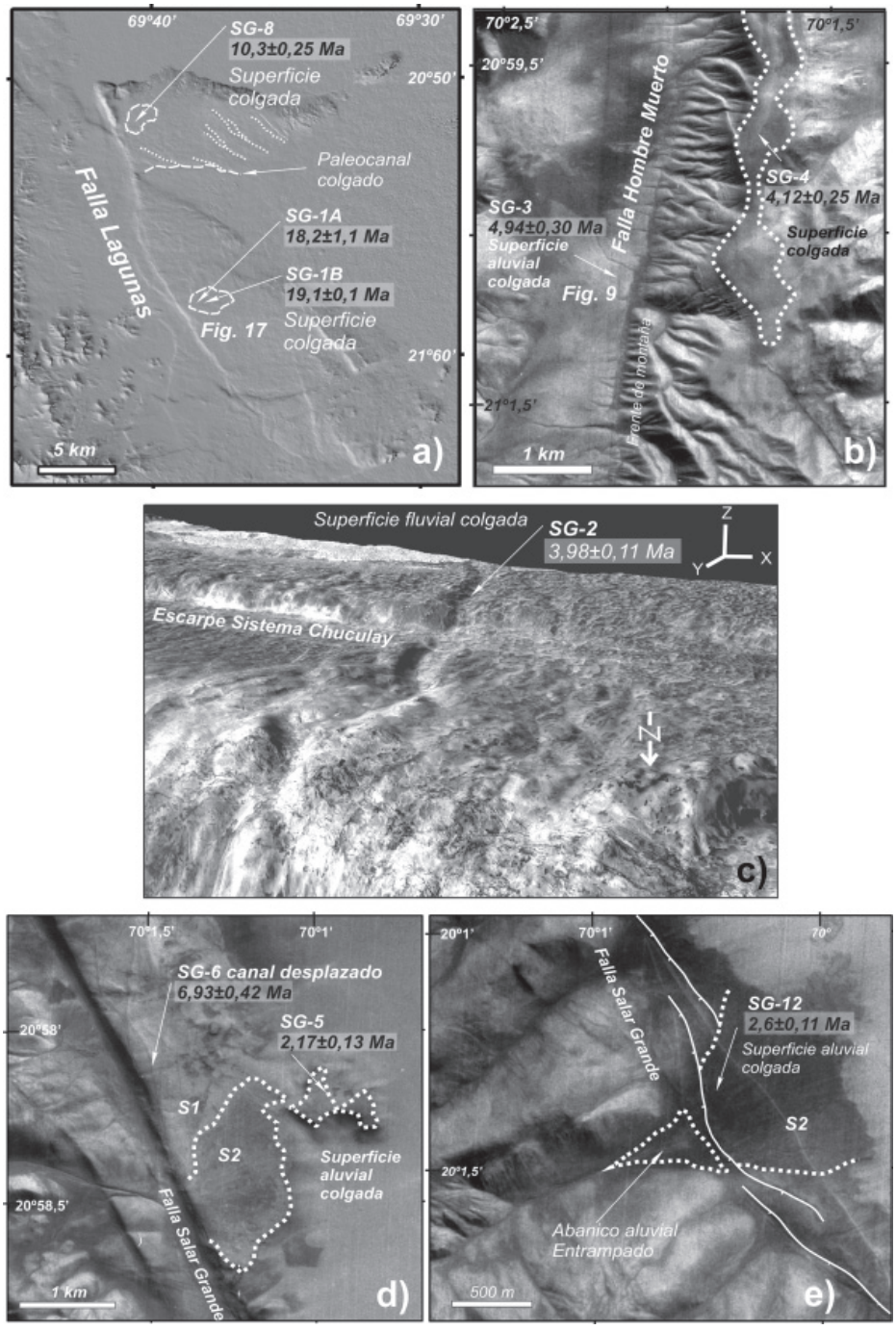

FIG. 16. Superficies muestreadas para datación **a.** DEM de la Superficie Lagunas. La línea segmentada indica las zonas de muestreo; **b.** Fotografía aérea de las superficies relacionadas a la actividad de la Falla Hombre Muerto; **c.** Vista oblicua (3D) de una escena IKONOS y un modelo numérico de terreno que muestra un paleovalle colgado por la falla. SG-2 corresponde a la muestra de la superficie fluvial inactiva; **d.** y **e.** Fotografías de superficies relacionadas a la actividad de la Falla Salar Grande; **d.** SG-6 corresponde a la muestra de la superficie de un paleocanal desplazado por la falla. SG-5 corresponde a la muestra de una superficie aluvial (S2) que se dispone sobre la superficie del piedemonte (S1) en la que fue labrado el paleocanal; **e.** SG-12 corresponde a la muestra de una superficie aluvial desplazada por la Falla Salar Grande correlacionable con S2.

El paleo-valle está deformado y desplazado por la falla más meridional del Sistema Chuculay. La morfología del paleo-valle se encuentra suavizada tanto por la degradación de sus taludes, como por el desarrollo pervasivo de suelo salino. Estas características evidencian la inactividad del valle y la inactividad de procesos de transporte de clastos en la superficie.

Canal desplazado por la Falla Salar Grande (SG-6). La muestra SG-6 fue recolectada en la superficie de un paleocanal labrado en el piedemonte desplazado por la Falla Salar Grande (Figs. 14, 16d). El paleocanal tiene una orientación EW y una profundidad de 2 m y se encuentra a 690 m s.n.m. Los taludes del paleocanal están redondeados y presentan el desarrollo de suelo salino lo que indica su inactividad. La muestra fue recolectada en la porción central del piso del paleocanal exponiendo dominantemente clastos subangulosos. Esto último se realizó con el objeto de descartar la recolección de clastos provenientes de la degradación de los taludes del canal por difusión.

Superficies aluviales desplazadas por la Falla Salar Grande (SG-5, SG-12). Se muestreó dos superficies de abanicos aluviales inactivos, localizadas entre 690-740 m s.n.m, que forman parte del piedemonte dislocado por la Falla Salar Grande (Figs. 14, 16d, 16e). Los abanicos, cuya superficie es identificada como S2 (Figs. 16d, 16e), se disponen en 'onlap' sobre una superficie mas antigua del piedemonte identificada como S1 en la cual se encuentra labrado el paleocanal de la muestra SG-6. Las superficies exponen clastos angulosos a subangulosos, matriz soportados, cementados por halita.

3.2.2. Método de Datación por ^{21}Ne Cosmogénico

La radiación cósmica consiste fundamentalmente en un bombardeo de protones altamente energéticos que provienen del cosmos. La interacción de esta radiación con la atmósfera y la superficie terrestre produce una cascada de reacciones que tienen como resultado la formación de neutrones y otras partículas. Estas nuevas partículas inducen la interacción de captura y desintegración de los átomos terrestres (por ejemplo, gases nobles, oxígeno y silicio), que eventualmente producen muy pequeñas cantidades de núcleos residuales, llamados nucleidos cosmogénicos pudiendo ser radiogénicos (*i.e.*, ^{10}Be, ^{26}Al, ^{36}Cl) y estables (*i.e.*, ^{21}Ne, ^{3}He) (Faure, 1996; Lal, 1991; Cockburn *et al.*, 1999; Clapp *et al.*, 2000; Gosse y Phillips, 2001; Burbank y Anderson, 2001). Los rayos cósmicos que logran impactar en la superficie de la Tierra generan nucleidos cosmogénicos *in situ*, cuya acumulación puede ser usada para determinar el tiempo de exposición de una superficie sedimentaria y/o tasas de erosión local (Lal, 1991). La acumulación de nucleidos cosmogénicos en clastos depositados en superficies de terrazas es modelada por la siguiente expresión:

$$N(z,t) = N(z,0)e^{-\lambda t} + \frac{P}{\lambda + \mu\varepsilon} e^{-\mu z}(1 - e^{-(\lambda+\mu\varepsilon)t})$$

Donde $N(z,t)$ es la concentración de nucleidos a profundidad, z (cm) lo es con respecto a la superficie en el tiempo t (años); P es la tasa de producción para la localidad muestreada (atoms gr años^{-1}), la que varía según la latitud y altitud; λ es la constante de decaimiento del nucleido (años^{-1}); ε es la tasa de erosión (cm años^{-1}); μ es el coeficiente de absorción de rayos cósmicos (cm^{-1}), y $N(z,0)$ corresponde a la concentración de nucleidos presentes en el clasto en el momento que comenzó a irradiarse en la superficie muestreada, es decir la herencia. Para calcular la edad de una muestra proveniente de la superficie ($z=0$), es necesario asumir una tasa de erosión despreciable (ε~0). La edad entonces es modelada por la siguiente expresión:

$$N(t) = N(0)e^{-\lambda t} + \frac{P}{\lambda}(1 - e^{-\lambda t})$$

En este trabajo fueron medidas las concentraciones de ^{21}Ne cosmogénico de clastos de cuarzo provenientes de superficies, con diámetros que varían entre 1-5 cm (Fig. 19). Cada muestra incluyó al menos 30 clastos, con los cuales se hicieron muestras amalgamadas por cada sitio. Los clastos provienen de rocas volcánicas jurásicas y rocas intrusivas cretácicas. Las muestras amalgamadas fueron preparadas en el laboratorio según el procedimiento de Kohl y Nishiizumi (1992) y Dunai *et al.* (2005). Los procedimientos de separación por densidad y lixiviado químico fueron realizados según el procedimiento documentado por Hetzel *et al.* (2002) y Niedermann *et al.* (1994). El análisis de gas noble fue realizado en el Laboratorio de Gas Noble de VU Amsterdam, con un espectrómetro de masa ultrasensible modelo VG5400 (Hanyu *et*

FIG. 17. Vista hacia el este de la Superficie Lagunas (SG-1A, SG-1B y SG-8).

FIG. 18. Vista hacia el norte de la Superficie Chuculay (SG-7, SG-10).

al., 2001; van Soest *et al.*, 1998). La extracción del gas fue acompañada de un fracturamiento mecánico en una batería (Hanyu *et al.*, 2001), seguido de un calentamiento del tubo de fragmentación a 800ºC. En algunas muestras el calentamiento se realizó por pasos (400ºC-00ºC y 800ºC) según el procedimiento documentado por Hetzel *et al*. (2002) y Dunai *et al.* (2005). Durante este procedimiento una pequeña fracción de Ne cosmogénico pudo haberse perdido por fracturamiento mecánico estimado entre 1-3%. Para la detección fueron usadas muestras estándar de ~$3x10^7$ átomos de ^{20}Ne para el procedimiento en muestras fragmentadas y de ~$5x10^7$ átomos para el procedimiento con muestras calentadas (Tablas 2, 3).

La determinación de la concentración de ^{21}Ne de origen cosmogénico, se realizó calculando el exceso de ^{21}Ne relativo al aire. Para detectar la presencia de cualquier componente nucleogénico, los datos obtenidos fueron graficados en el diagrama de tres isótopos $^{21}Ne/^{20}Ne$ *versus* $^{22}Ne/^{20}Ne$ de Niedermann *et al.* (1994) y Niedermann (2000) (Fig. 20a, b, c). En este trabajo la totalidad de las muestras exponen un claro exceso de ^{21}Ne no atmosférico, con un promedio de $^{21}Ne/^{20}Ne$ de 0,00492, indicando una clara acumulación de ^{21}Ne relacionada con la exposición de los clastos (Tablas 2, 3). La mayoría de las muestras calentadas se localizan, en el diagrama de tres isótopos $^{21}Ne/^{20}Ne$ *versus* $^{22}Ne/^{20}Ne$ de Niedermann

et al. (1994), muy próximas a la línea de mezcla entre el ^{21}Ne cosmogénico producido en el cuarzo y el ^{21}Ne atmosférico. Las muestras presentan una tendencia paralela a la línea de mezcla, según una línea de regresión con una pendiente de 1,3400 (R^2=0,9465) (Fig. 20b). Al comparar las pendientes con los valores estándar esperados 1,143±0,038 publicados por Schäfer *et al.* (1997), es posible reconocer un sesgo importante en los datos donde el ^{22}Ne es mayor (Fig. 20b, c). Esto es interpretado como la posible presencia de inclusiones ricas en fluorita, las que contribuirían de manera anómala a la concentración de ^{22}Ne y que el procedimiento de fragmentación no pudo remover ($^{19}F(\alpha,n)^{22}Na\beta+\rightarrow^{22}Ne$). Sin embargo esta reacción no perturba la concentración de ^{21}Ne. Para calcular las edades de exposición sobre la base de las concentraciones de nucleidos cosmogénicos fue utilizada la tasa de producción de ^{21}Ne, a 20ºC (Niedermann 2000) y los procedimientos de escalado de Dunai (2000, 2001). Por último, se calculó un promedio de la tasa de producción según un modelo simple de alzamiento de la Cordillera de la Costa, que no considera las variaciones del nivel del mar y asume una velocidad de 40m/Ma^{-1} (Dunai *et al.*, 2005).

3.2.3. Edad de las Superficies

Al datar superficies de origen aluvial es necesario considerar que cada clasto tiene una historia individual de acumulación de ^{21}Ne inherente a la historia de erosión, transporte, sedimentación responsables de la formación de la superficie junto con la historia relacionada con la inactivación de estos procesos en la superficie. El ^{21}Ne acumulado en los clastos durante el período de tiempo anterior a la inactivación de la superficie es llamado herencia. En consecuencia la edad de la superficie está vinculada a la concentración de ^{21}Ne desde que el clasto se estabiliza en la superficie hasta hoy en día considerándose como una edad mínima para la superficie (Dunai *et al.*, 2005). Para determinar la edad de la superficie es necesario entonces restar la concentración de ^{21}Ne heredado a la concentración de ^{21}Ne medido. Es posible conocer la herencia por medio de la excavación de trincheras y el muestreo sistemático en profundidad (ver Bierman y Steig, 1996; Hetzel *et al.*, 2002). Sin embargo, en el caso de las superficies estudiadas no fue posible determinar la magnitud de la herencia, debido a la baja densidad areal de clastos de cuarzo en el subsuelo. Las fuentes de aporte de los clastos de las superficies estudiadas provienen de la misma Cordillera de la Costa, a distancias no mayores a 10 km, lo que permite asumir una herencia que no debiese ser mayor al 10% de la edad obtenida, para edades del orden de 10^7 años. Para edades más jóvenes la herencia puede tornarse más importante alcanzando hasta el 40% de la edad obtenida. Valores publicados por González *et al.* (2006) muestran que la velocidad del proceso de exposición en el afloramiento y transporte de material dentro de la Cordillera de la Costa no supera los 500 ka para cuencas menores a ~30 km^2 durante el Pleistoceno.

La tabla 4 sintetiza las edades obtenidas y el significado en la cronología de las fallas. En general los datos indican que el relieve de la Cordillera de la Costa tiene una edad Oligoceno-Mioceno y es resultado de una singular interacción tectónico-climática. En consecuencia la inactivación diferencial del relieve está íntimamente ligada a la actividad de las fallas, en tanto que la inactivación regional del relieve y su extraordinaria preservación está relacionada con la evolución del proceso de desecación del desierto de Atacama.

3.3. Datación ^{40}Ar/^{39}Ar de Ceniza Volcánica Deformada

Fue posible datar mediante el método de ^{40}Ar/^{39}Ar por pasos, una ceniza volcánica intercalada en depósitos aluviales desplazados por fallas secundarias

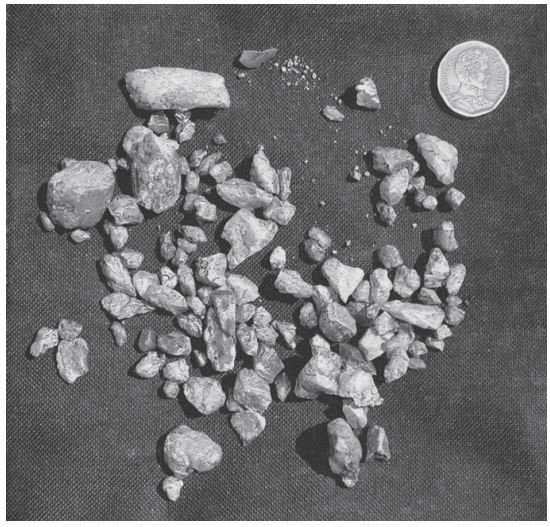

FIG. 19. Detalle de una muestra de clastos de cuarzo de una superficie datada (sin previa selección por tamaño).

TABLA 2. DATOS ANALÍTICOS DE LAS EDADES ^{21}Ne COSMOGÉNICO.

Muestra	Peso (g)	Extracción	^{20}Ne [atms/g]	± 1σ	^{21}Ne/^{20}Ne	± 1σ	^{22}Ne/^{20}Ne	± 1σ	^{21}Ne exc. [atms/g]	± 1σ	^{21}Ne cos [atoms/g]	± 1σ	Edad Ponderada. Alzamiento [40m/Ma]	± 1σ
SG-1A molido	1	150 X	2,51E+09	5,02E+07	0,0083	0,0002	0,116	0,004	1,35E+07	8,37E+05	-	-	18,2	1,1
SG-1A	1	800°C 30 min	2,88E+09	5,72E+07	0,1393	0,0031	0,288	0,002	3,90E+08	2,37E+07	3,74E+08	9,00E+06		
SG-1B molido	1,19	150 X	1,03E+10	9,80E+07	0,00513	0,00003	0,104	0,001	2,23E+07	2,97E+05	2,23E+07	2,97E+05	19,0	0,1
SG-1B	1,19	800°C 30 min	9,33E+09	8,64E+07	0,04748	0,00024	0,155	0,001	4,15E+08	2,22E+06	4,15E+08	2,22E+06		
SG-2 molido	1,04	150 X	2,03E+09	2,03E+07	0,00496	0,00004	0,109	0,002	4,5E+06	1,28E+05	-	-	3,98	0,11
SG-2	1,04	800°C 30 min	3,92E+09	3,92E+07	0,0295	0,0002	0,135	0,001	1,04E+08	2,88E+06	9,62E+07	6,33E+05		
SG-3 molido	0,94	150 X	3,49E+09	6,99E+07	0,0036	0,0001	0,104	0,002	2,12E+06	1,3E+05	-	-	4,94	0,30
SG-3	0,94	800°C 30 min	1,35E+10	2,71E+08	0,0120	0,0003	0,112	0,002	1,23E+08	7,47E+06	1,15E+08	3,84E+06		
SG-4 molido	1,12	150 X	1,50E+09	3,00E+07	0,0039	0,0001	0,110	0,004	1,35E+06	8,85E+04	-	-	4,12	0,25
SG-4	1,12	800°C 30 min	4,71E+09	9,42E+07	0,0260	0,0006	0,131	0,002	1,08E+08	6,61E+06	1,04E+08	2,83E+06		
SG-5 molido	1,17	150 X	9,78E+08	1,96E+07	0,0034	0,0001	0,110	0,004	4,79E+05	3,01E+04	-	-	2,17	0,13
SG-5	1,17	800°C 30 min	3,26E+09	6,51E+07	0,0179	0,0004	0,121	0,002	4,87E+07	2,96E+06	4,71E+07	1,35E+06		
SG-6 molido	1,12	150 X	1,35E+10	2,71E+08	0,0034	0,0001	0,105	0,002	6,32E+06	3,85E+05	-	-	6,93	0,42
SG-6	1,12	800°C 30 min	5,42E+09	1,08E+08	0,0301	0,0007	0,136	0,003	1,47E+08	8,91E+06	1,44E+08	3,70E+06		
SG-7 molido	1,336	150 X	7,02E+09	1,12E+08	0,0054	0,0001	0,105	0,002	1,74E+E+07	7,19E+07	-	-	15,5	0,6
SG-7	1,336	400°C 30 min	3,72E+09	5,94E+07	0,0255	0,0002	0,131	0,003	8,37E+07	3,43E+06	7,45E+07	8,86E+05		
SG-7	1,336	600°C 30 min	7,05E+09	1,13E+08	0,0281	0,0003	0,132	0,002	1,77E+08	7,22E+06	1,60E+08	1,80E+06		
SG-7	1,336	800°C 30 min	9,26E+09	1,48E+08	0,0101	0,0001	0,110	0,003	6,62E+07	2,84E+06	4,32E+07	1,14E+06		
SG-8 molido	1,022	150 X	4,00E+09	6,40E+07	0,0084	0,0001	0,112	0,004	2,18E+07	9,16E+05	-	-	10,3	0,4
SG-8	1,022	400°C 30 min	9,97E+08	1,60E+07	0,0812	0,0009	0,211	0,015	7,80E+07	3,34E+06	7,25E+07	9,04E+04		
SG-8	1,022	600°C 30 min	2,44E+09	3,90E+07	0,0615	0,0005	0,178	0,007	1,43E+08	5,82E+06	1,29E+08	1,36E+06		
SG-8	1,022	800°C 30 min	2,18E+09	3,48E+07	0,0169	0,0003	0,119	0,025	3,03E+07	1,42E+06	1,85E+07	5,77E+05		

TABLA 3. DATOS ANALÍTICOS DE LAS EDADES ^{21}Ne COSMOGÉNICO.

Muestra	Peso (g)	Extracción	^{20}Ne [atms/g]	± 1σ	^{21}Ne/^{20}Ne	± 1σ	^{22}Ne/^{20}Ne	± 1σ	^{21}Ne exc. [atms/g]	± 1σ	^{21}Ne cos [atoms/g]	± 1σ	Edad Ponderada Alzamiento [40m/Ma]	± 1σ
SG-7 molido	1,336	150 X	7,02E+09	1,12E+08	0,0054	0,0001	0,105	0,002	1,74E+E+07	7,19E+07	-	-		
SG-7	1,336	400°C 30min	3,72E+09	5,94E+07	0,0255	0,0002	0,131	0,003	8,37E+07	3,43E+06	7,45E+07	8,86E+05	15,5	0,6
SG-7	1,336	600°C 30min	7,05E+09	1,13E+08	0,0281	0,0003	0,132	0,002	1,77E+08	7,22E+06	1,60E+08	1,80E+06		
SG-7	1,336	800°C 30min	9,26E+09	1,48E+08	0,0101	0,0001	0,110	0,003	6,62E+07	2,84E+06	4,32E+07	1,14E+06		
SG-8 molido	1,022	150 X	4,00E+09	6,40E+07	0,0084	0,0001	0,112	0,004	2,18E+07	9,16E+05	-	-		
SG-8	1,022	400°C 30min	9,97E+08	1,60E+07	0,0812	0,0009	0,211	0,015	7,80E+07	3,34E+06	7,25E+07	9,04E+04	10,3	0,4
SG-8	1,022	600°C 30min	2,44E+09	3,90E+07	0,0615	0,0005	0,178	0,007	1,43E+08	5,82E+06	1,29E+08	1,36E+06		
SG-8	1,022	800°C 30min	2,18E+09	3,48E+07	0,0169	0,0003	0,119	0,025	3,03E+07	1,42E+06	1,85E+07	5,77E+05		
SG-9 molido	1,040	150 X	4,42E+09	7,08E+07	0,0043	0,0001	0,105	0,003	5,75E+06	2,64E+05	-	-		
SG-9	1,040	400°C 30min	1,07E+10	1,71E+08	0,0280	0,0002	0,131	0,001	2,69E+08	1,09E+07	2,55E+08	2,75E+06	15,0	0,6
SG-9	1,040	600°C 30min	4,52E+09	7,24E+07	0,0245	0,0002	0,129	0,004	9,73E+07	3,9E+06	9,14E+07	1,03E+06		
SG-9	1,040	800°C 30min	4,27E+09	6,83E+07	0,0048	0,0001	0,106	0,004	8,05E+06	3,93E+05	2,50E+06	4,24E+05		
SG-10 molido	1,061	150 X	4,62E+09	7,39E+07	0,0067	0,0001	0,107	0,004	1,72E+07	7,53E+05	-	-		
SG-10	1,061	600°C 30min	1,16E+10	1,85E+08	0,0429	0,0004	0,149	0,001	4,63E+08	1,88E+07	4,20E+08	4,44E+06	24,1	1,0
SG-10	1,061	800°C 30min	4,75E+09	7,60E+07	0,0071	0,0001	0,108	0,003	1,99E+07	8,33E+05	2,21E+06	5,15E+05		
SG-12 molido	0,992	150 X	4,28E+09	6,85E+07	0,0040	0,0001	0,103	0,003	4,62E+06	2,21E+05	-	-		
SG-12	0,992	600°C 30min	6,11E+09	9,77E+07	0,0113	0,0001	0,112	0,002	5,07E+07	2,12E+06	4,41E+07	7,88E+05	2,60	0,11
SG-12	0,992	800°C 30min	2,30E+09	3,67E+07	0,0053	0,0001	0,110	0,006	5,28E+06	2,21E+05	2,80E+06	1,89E+05		
SG-14 molido	1,335	150 X	6,89E+09	1,10E+08	0,0045	0,0001	0,103	0,001	1,04E+07	4,56E+05	-	-		
SG-14	1,335	600°C 30min	7,91E+09	1,27E+08	0,0577	0,0005	0,167	0,001	4,33E+08	1,76E+07	4,21E+08	4,01E+06	18,0	0,7
SG-14	1,335	800°C 30min	2,08E+09	3,33E+07	0,0068	0,0001	0,110	0,006	7,93E+06	3,63E+05	4,78E+06	2,26E+05		

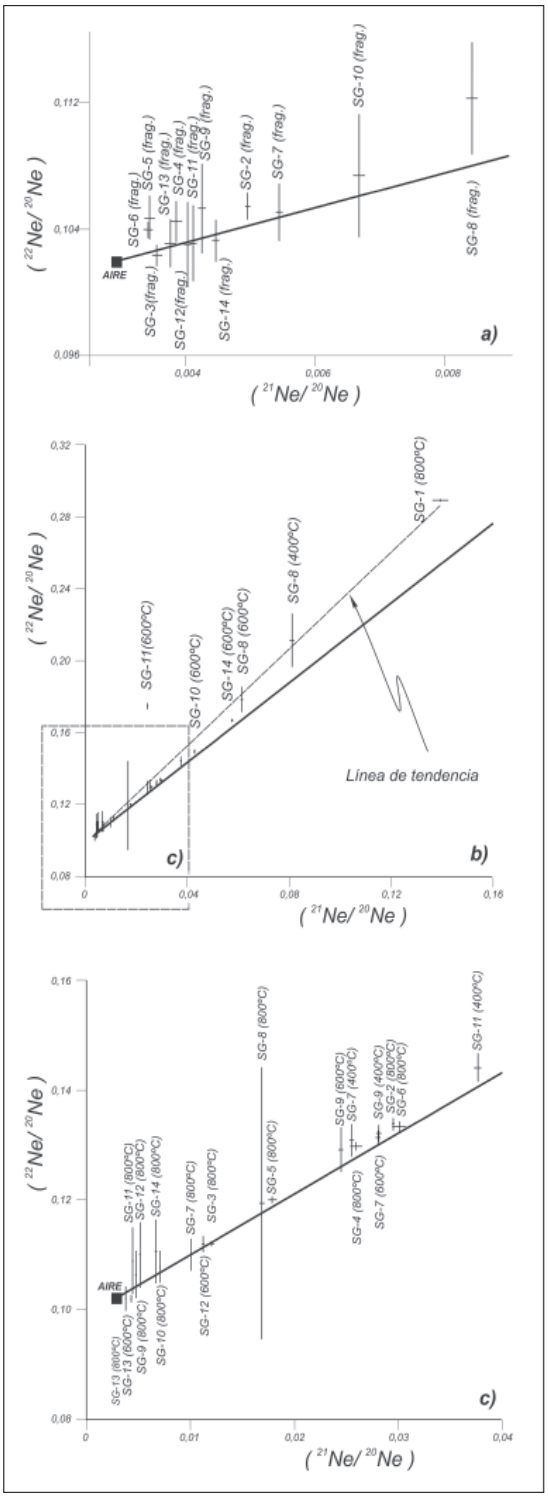

FIG. 20. Gráfico de razón ($^{22}Ne/^{20}Ne$) *versus* ($^{21}Ne/^{20}Ne$). **a.** Razón de cada muestra fragmentada; **b.** Razones de cada muestra calentada (400º-600º-800º C); **c.** Detalle de razones de cada muestra calentada (400º-600º-800º C).

(escarpitas) al pie de un escarpe principal de una falla del Sistema Chuculay, cuya muestra se identificó como AN1-05 (Figs. 3, 5). La capa de ceniza tiene un espesor homogéneo de 0,3 m y se reconoce su continuidad en las escarpitas a lo largo del rumbo de la falla. Se analizaron concentrados de cristales de biotita, cuyas morfologías exponen cristales euhedrales a subhedrales bien conservados. La datación se realizó por calentamiento en siete pasos consecutivos en el Laboratorio de Geocronología del Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), arrojando una edad de 'plateau' (2σ) 0,31±0,19 Ma, con una isócrona inversa compatible (Tabla 5). Esto establece una edad máxima pleistocena para la actividad local de las fallas más tardías del Sistema Chuculay.

3.4. Síntesis de la Cronología de la Deformación en Estudio

Las relaciones de corte entre las fallas y la morfología de sus escarpes revelan que los frentes de montaña de los sistemas N-S y NNW-SSE son más antiguos que el sistema WNW-ESE. Sin embargo, las observaciones de campo indican que el acomodo de la deformación más tardía ha involucrado los tres sistemas, ya sea en forma contemporánea o en diacronía muy cercana en el tiempo. Las dataciones con ^{21}Ne de superficies desplazadas por las fallas indican 24-18 Ma (Oligoceno-Mioceno) como la edad máxima para el inicio de la actividad de las fallas que dislocan el paisaje y la edad mínima para los frentes de montaña relacionados con la génesis de estas superficies. Los frentes de montaña tectónicos antiguos están relacionados con los sistemas N-S y NNW-SSE, sugiriendo que su naturaleza responde a sistemas de fallas antiguos reactivados en el tiempo, probablemente asociados al Sistema de Fallas de Atacama.

En este estudio no se documentan antecedentes que permitan determinar la naturaleza de la deformación pre-Oligoceno-Mioceno. A su vez las edades de ^{21}Ne cosmogénico indican que los diferentes sistemas de falla se reactivaron durante el Mioceno y Plioceno, mostrando superficies desplazadas de 15 Ma, 10 Ma, 4,9 Ma y 4 Ma junto con superficies de canales y abanicos aluviales desplazados de 4 Ma, 6,9 Ma y ~2,5 Ma. Las edades más jóvenes son compatibles con las edad de la deformación post-Mioceno superior documentadas por González *et al.* (2003) y Allmendinger *et al.* (2005a). La edad obtenida en este trabajo de 300 ka de un nivel de ceniza volcánica

TABLA 4. RESUMEN DE LAS CARACTERÍSTICAS MORFOLÓGICAS DE LOS ESCARPES Y CRONOLOGÍA RELATIVA ENTRE LOS DIFERENTES SISTEMAS DE FALLAS.

Muestra	Ubicación	Edad (Ma) Error (2σ)	Rasgo datado	Falla	Interpretación Edad-deformación
SG-1A	20°58'48''/69°38'26''	18,2±1,1	peniplanicie	Falla Lagunas	máxima-inicio
SG-1B	20°58'47''/69°38'26''	19±0,1	peniplanicie	Falla Lagunas	máxima-inicio
SG-8	20°52'42''/69°39'54''	10,3±0,4	peniplanicie	Falla Lagunas	reactivación
SG-7	21°03'10''/69°39'09''	15,5±0,6	peniplanicie	Sistema Chuculay	reactivación
SG-10	21°05'26''/69°51'48''	24±1,0	peniplanicie	Sistema Chuculay	máxima-inicio
SG-9	20°38'35''/69°39'54''	15,0±0,6	peniplanicie	Falla Pintados	máxima-inicio
SG-14	20°37'58''/69°48'49''	18,0±0,7	peniplanicie	Falla Pintados	máxima-inicio
SG-3	21°00'29''/70°02'27''	4,94±0,30	piedemonte	Falla Hombre Muerto	máxima-inicio
SG-4	21°00'07''/70°02'02''	4,12±0,25	peniplanicie	Falla Hombre Muerto	máxima-reactivación
SG-2	21°07'38''/69°44'11''	3,98±0,11	paleocanal	Sistema Chuculay	reactivación
SG-6	20°57'55''/70°02'00''	6,93±0,42	paleocanal	Falla Salar Grande	máxima-inicio
SG-5	20°58'26''/70°01'15''	2,17±0,13	abanico aluvial	Falla Salar Grande	reactivación
SG-12	21°01'33''/70°00'58''	2,6±0,11	abanico aluvial	Falla Salar Grande	reactivación

desplazado por reactivación del Sistema Chuculay indica que la actividad de estas fallas continuó durante el Pleistoceno. Este hecho es compatible con la deformación de los depósitos del Salar Grande y de las terrazas marinas de la Plataforma Costera (González *et al.*, 2003; Allmendinger *et al.*, 2005a).

Por otra parte, el desplazamiento del talud de escombros del Acantilado Costero por la Falla Chomache, dispuesto en 'onlap' sobre terrazas marinas de edad Pleistoceno superior (González *et al.*, 2003), indica que la actividad de las fallas WNW-ESE es contemporánea a la actividad de las fallas de orientación NNW-SSE. La existencia de grietas abiertas poco degradadas en todos los sistemas de fallas sugiere a su vez, una actividad contemporánea que se extendería al Pleistoceno Superior e incluso al Holoceno.

4. Determinación de los tensores de deformación infinitesimal

Se determinó el tensor de deformación infinitesimal en 16 fallas individuales (Fig. 21) (Tablas 6, 7, 8). El Sistema WNW-ESE tiene una cinemática inversa sin una componente de rumbo, y caracteriza un eje de acortamiento infinitesimal (P) con una inclinación de 13º en la dirección 185º y un eje de extensión (T) con una inclinación de 75º en la dirección 331º (Fig. 22a). El Sistema N-S muestra una cinemática inversa evidenciando un eje (P) con una inclinación de 27º en la dirección 85º y un eje (T) buzante 63º en la dirección 266º (Fig. 22b). El Sistema NNW-SSE presenta fallas de rumbo dextral, que caracterizan un eje (P) con una inclinación de 5º en la dirección 17º y un eje (T) que se inclina 4º en la dirección 287º. A su vez incluye fallas con movimientos oblicuos de tipo inverso-dextral que muestran un eje (P) inclinado 13º en la dirección 19º y un eje (T) buzante 69º en la dirección 253º (Fig. 22c). En general, la distribución de la deformación, en orden de importancia en relación a la magnitud de las separaciones observadas, está caracterizada por una importante población de fallas de orientación WNW-ESE que acomodan acortamiento paralelo al margen (N-S), por medio de fallamiento inverso, sin mostrar evidencias de movimientos de rumbo (Fig. 22a). A su vez fallas discretas de orientación NNW-SSE acomodan acortamiento paralelo al margen, por medio de transcurrencia dextral, con estructuras

TABLA 5. CARACTERÍSTICAS DE LA DATACIÓN $^{40}Ar/^{39}Ar$ DE CONCENTRADO DE BIOTITAS PROVENIENTES DE UN NIVEL DE CENIZA INTERCALADA EN DEPÓSITOS ALUVIALES DESPLAZADOS POR LAS FALLAS DEL SISTEMA CHUCULAY.

Muestra	Ubicación	Edad (Ma) plateau Error (2σ)	Material	% ^{40}Ar rad.	No. de pasos
AN1	21°07'41''-69°52'11''	0,31±0,19	Biotitas	100	7

subsidiarias y morfologías que indican transpresión (Fig. 22b). Por último de manera local, fallas discretas de menor orden acomodan acortamiento ortogonal al margen (ENE-WSW) (Fig. 22c).

5. Síntesis y Discusión

La Cordillera de la Costa en las inmediaciones del Salar Grande expone un complejo estilo de deformación, caracterizado por abundantes escarpes de falla y escarpes de limbo de pliegues formados por propagación de falla que han controlado la evolución del relieve de la cordillera desde al menos el Oligoceno-Mioceno. Esta zona representa una transición entre dos estilos de deformación de la Cordillera de la Costa: al sur del Río Loa los escarpes muestran orientaciones dominantemente ~NS, los que en las inmediaciones de Antofagasta acomodan extensión ortogonal a la fosa (Armijo y Thiele, 1990; Niemeyer *et al*., 1996; Delouis *et al*., 1998; Carrizo, 2002; González y Carrizo, 2000, 2003; Carrizo y González, 2003 y González *et al*., 2003, 2006).

Al norte del Salar Grande en tanto, los escarpes de falla muestran una orientación dominante ~este-oeste, acomodando acortamiento paralelo a la fosa (Allmendinger *et al*., 2005a). En esta zona de transición (inmediaciones del Salar Grande), las geometrías de las fallas exponen tres sistemas principales de orientación WNW-ESE, norte-sur y NNW-SSE.

Las relaciones de corte entre los sistemas de fallas indican que los sistemas norte-sur y NNW-SSE son más antiguos que el sistema WNW-ESE. Los sistemas N-S y NNW-SSE controlan frentes de montaña antiguos, compatibles con el relieve general de la Cordillera de la Costa. Estos sistemas al parecer habrían tenido una cinemática normal, asociada a extensión ortogonal a la fosa, configurando sistemas de hemigrabenes, con bloques ligeramente basculados al oeste, frentes de montaña lineales y extensos piedemontes. Sin embargo, la cinemática de estas estructuras no es posible evidenciarla con los datos de este trabajo. Sobreimpuestas a este relieve, las fallas del sistema WNW-ESE dislocan el paisaje, rejuveneciéndolo, y formando escalones de hasta 280 m de separación vertical. A su vez los sistemas N-S y NNW-SSE exponen de manera característica la inversión tectónica de los frentes de montaña asociados a escarpes más jóvenes con características morfológicas compatibles con las del sistema WNW-ESE. Esto sugiere una posible inversión cinemática de las fallas antiguas y una reactivación contemporánea a la actividad de las fallas del sistema WNW-ESE. Son estas últimas estructuras las estudiadas en detalle en este trabajo.

La evolución de la desecación del Desierto de Atacama ha generado condiciones de extrema aridez de largo plazo en la Cordillera de la Costa, no existiendo la suficiente humedad para erosionar y transportar el material generado por la meteorización de los relieves, los que prácticamente se degradan in situ y son cubiertos con sus propios detritos. Las fallas no presentan una buena exposición de planos, por estar generalmente cubiertos y/o ellos no cortan la superficie. A su vez las bajas tasas de erosión vinculadas a las condiciones climáticas del Desierto de Atacama (Dunai *et al*., 2005) preservan de manera extraordinaria los marcadores morfológicos de la deformación junto con estructuras secundarias. El estado de degradación de los escarpes estudiados en detalle en el campo, varía de moderado a frescos, siendo compatible entre los diferentes sistemas de fallas, lo que sugiere concomitancia en la actividad de los sistemas. El notorio dominio del talud de detritos en los escarpes indica que la difusión gobierna los procesos de degradación del relieve.

Dataciones de superficies con el uso de ^{21}Ne cosmogénico, indican que la deformación tiene una edad post-Oligoceno-Mioceno. Las fallas presentan una vida larga de activación durante el Neógeno, evidenciada por el desplazamiento de

superficies de edad Mioceno Tardío y Plioceno. La datación mediante el método $^{40}Ar/^{39}Ar$ de un nivel de ceniza volcánica desplazada por las fallas del Sistema Chuculay indica que la actividad de las fallas WNW-ESE continuó durante el Pleistoceno. El desplazamiento de unidades geológicas por las fallas NNW-SSE indica también actividad durante el Pleistoceno Superior. La presencia de estructuras

TABLA 6. INFORMACIÓN CINEMÁTICA DE FALLAS MESOSCÓPICAS DEL SISTEMA WNW-ESE.

SISTEMA DE FALLAS WNW-ESE								
Ubicación (Latitud-Longitud)	**Fuente**	**Tipo**	**Rumbo**	**Manteo**	**Rake**	**Sentido**	**P**	**T**
SISTEMA CHUCULAY								
21°04’53’’-69°49’39’’	(1)	EFP	75°	75°	115°	I	(186°, 20°)	(350°, 69°)
	(1)	EFP	80°	60°	100°	I		
	(1)	EFP	80°	60°	105°	I		
	(2)	EFP	100°	60°	115°	I		
	(2)	EFP	99°	60°	30°	I		
	(2)	EFP	99°	60°	40°	I		
	(2)	EFP	95°	68°	99°	I		
	(2)	EFP	110°	65°	95°	I		
21°06’01’’-69°50’31’’	(1)	EFS	109°	55°	140°	DI		
21°06’09’’-69°52’40’’	(1)	EFS	95°	77°	103°	I		
21°03’24’’-69°38’34’’	(1)	EFS	120°	70°	125°	I		
21°06’09’’-69°51’43’’	(1)	VRFS	70°	70°	96°	I		
21°05’54’’-69°53’14’’	(1)	VRFS	75°	60°	89°	I		
FALLA LOA NORTE								
21°17’59’’-70°00’30’’	(1)	EFS	90°	60°	118°	I	(180°, 8°)	(329°, 81°)
	(1)	EFS	90°	60°	105°	I		
	(1)	EFS	80°	40°	90°	I		
21°17’59’’-70°00’30’’	(2)	EFS	70°	50°	82°	I		
FALLA MOSTRENCO								
20°50’55’’-70°00’2’’	(1)	EFS	120°	45°	110°	I	(254°, 13°)	(15°, 67°)
	(1)	EFS	150°	70°	120°	I		
	(1)	EFS	150°	70°	125°	I		
FALLA BARRANCO ALTO NORTE								
20°38’13’’-70°09’01’’	(2)	EFS	240°	42°	73°	I	(138°, 4°)	(248°, 78°)
FALLA BARRANCO ALTO SUR								
20°42’30’’-70°08’53’	(2)	EFS	278°	50°	60°	I	(138°, 4°)	(248°, 78°)
	(2)	EFS	280°	50°	110°	I		
EJES DE DEFORMACIÓN REPRESENTATIVOS DEL SISTEMA WNW-ESE							(185°, 13°)	(331°, 75°)

1. Este trabajo; **2.** Allmendinger *et al.*, 2005a; **EFP**: estría de falla principal; **EFS**: estría de falla secundaria; **VRFS**: vector reconstruido de falla secundaria; **I**: movimiento inverso; **D**: movimiento dextral; **P** y **T**: corresponden a los ejes de acortamiento y extensión respectivamente.

TABLA 7. INFORMACIÓN CINEMÁTICA DE FALLAS MESOSCÓPICAS DEL SISTEMA N-S.

SISTEMA DE FALLAS N-S								
Ubicación (Latitud-Longitud)	**Fuente**	**Tipo**	**Rumbo**	**Manteo**	**Rake**	**Sentido**	**P**	**T**
FALLA HOMBRE MUERTO								
21°01'06''-70°02'29''	(1)	EFS	204°	30°	90°	I	(114°, 15°)	(294°, 75°)
FALLA GEOGLIFO								
	(1)	EFS	28°	75°	88°	I		
21°13'01''-69°59'34''	(1)	EFS	350°	90°	70°	I	(68°, 37°)	(287°, 45°)
	(1)	EFS	350°	90°	40°	I		
FALLA GEOGLIFO SUR								
	(1)	EFP	345°	75°	115°	I		
21°14'55''-69°59'31''	(1)	EFS	350°	60°	100°	I	(91°, 18°)	(228°, 66°)
	(1)	EFS	350°	60°	105°	I		
EJES DE DEFORMACIÓN REPRESENTATIVOS DEL SISTEMA N-S							(85°, 27°)	(266°, 63°)

(1) este trabajo; **EFP**: estría de falla principal; **EFS**: estría de falla secundaria; **I**: movimiento inverso; **P** y **T**: corresponden a los ejes de acortamiento y extensión respectivamente.

secundarias (*i.e.*, grietas abiertas poco degradadas, caras libres y taludes de detritos con una pátina de oxidación incipiente) en los diferentes grupos de fallas, indican que la actividad de las fallas fue sincrónica y podría extenderse incluso hasta el Holoceno.

La cinemática de las fallas es evidenciada principalmente por morfologías secundarias en los escarpes, indicadores desplazados y algunos planos de falla expuestos. Las fallas del sistema WNW-ESE muestran una cinemática inversa que acomodan acortamiento ~N-S. De manera compatible al sistema WNW-ESE, las fallas del Sistema NNW-SSE muestran una cinemática de transcurrencia dextral e inversa-dextral que acomoda acortamiento NNE-SSW. A su vez, en el sistema NNW-SSE se observan escarpes de limbo de pliegue que sugieren una dirección de acortamiento aparente WSW-ENE. Por otra parte, las fallas del Sistema N-S tienen una cinemática inversa ligada a acortamiento ~E-W. La inconsistencia entre las direcciones de acortamiento entre los sistemas WNW-ESE, NNW-SSE y el sistema N-S puede sugerir dos eventos de deformación diferentes, pero muy cercanos en el tiempo. Sin embargo, el hecho que no se observen movimientos de rumbo en las fallas de orientación WNW-ESE, que los ejes de extensión infinitesimal (T) se orienten subverticales en los diferentes sistemas y que los ejes medios sean compatibles con un acortamiento ENE-WSW subordinado, sugieren una deformación constriccional para la zona en estudio. La incompatibilidad cinemática entre la dirección de acortamiento N-S y E-W está fuertemente condicionada por anisotropías de reactivación, posiblemente asociadas a geometrías heredadas del Sistema de Falla de Atacama. Estos antecedentes indican que el dominio de la deformación extensional en la Cordillera de la Costa se restringe al sur del Río Loa. Este cambio latitudinal del estilo de deformación en la Cordillera de la Costa coincide con el cambio de la geometría del margen desde un margen recto a uno curvo. Además, al norte del Río Loa la Cordillera de la Costa se encuentra más alejada de la fosa que en las inmediaciones de Antofagasta, lo que podría indicar una relación causal para el dominio de la tectónica extensional observado a esa latitud.

En términos generales los estilos de la deformación de intraplaca en los sistemas de antearco-subducción están gobernados por una relación de retroalimentación entre las condiciones cinemáticas del margen, la dinámica de la zona de acoplamiento, y las características de la placa cabalgante (Beck, 1986,

TABLA 8. INFORMACIÓN CINEMÁTICA DE FALLAS MESOSCÓPICAS DEL SISTEMA WNW-ESE.

SISTEMA DE FALLAS NNW-SSE								
Ubicación (Latitud-Longitud)	**Fuente**	**Tipo**	**Rumbo**	**Manteo**	**Rake**	**Sentido**	**P**	**T**
FALLA SALAR GRANDE								
	(1)	EZFP	150°	60°	15°	D		
	(1)	EZFP	150°	60°	15°	D		
	(1)	EZFP	155°	90°	0°	D		
20°52’11’’-70°04’40’’	(1)	EZFP	150°	85°	5°	D		
	(1)	EZFP	135°	60°	0°	D		
	(1)	EZFP	130°	60°	20°	D		
	(1)	EZFP	130°	60°	30°	D		
20°53’09’’-70°04’08’’	(1)	VRFS	332°	90°	34°	D		
20°53’53’’-70°03’43’’	(1)	VRFP	330°	90°	5°	D		
	(1)	EFS	315°	60°	45°	D	(22°, 5°)	(291°, 6°)
	(1)	EFS	315°	60°	50°	D		
21°00’33’’-70°01’17’’	(1)	EFS	360°	55°	50°	D		
	(1)	EFS	355°	75°	50°	D		
	(1)	EFS	355°	75°	45°	D		
	(1)	VRFS	345°	90°	3°	D		
21°00’13’’-70°01’08’’	(1)	VRFS	345°	90°	3°	D		
	(1)	VRFS	350°	90°	5°	D		
	(1)	VRFS	350°	90°	4°	D		
FALLA CHOMACHE								
Segmento Punta de Lobos								
21°02’18’’-70°07’41’’	(1)	VRFP	350°	90°	88°	V		
Segmento Antena								
	(1)	VRFP	338°	90°	10°	D		
21°05’45’’-70°06’00’’	(1)	VRFP	338°	90°	21°	D		
	(1)	VRFP	340°	90°	32°	D		
Segmento Bahía Blanca								
	(1)	VRFP	332°	90°	5°	D	(12°, 4°)	(281°, 2°)
21°06’48’’-70°04’25’’	(1)	VRFP	332°	90°	5°	D		
	(1)	VRFP	332°	90°	5°	D		
	(1)	VRFP	332°	90°	6°	D		
Segmento Chomache								
	(1)	VRFP	317°	90°	10°	D		
21°12’18’’-70°00’17’’	(1)	VRFP	317°	90°	14°	D		
	(1)	VRFP	317°	90°	12°	D		
	(1)	VRFP	317°	90°	8°	D		
21°11’11’’-70°00’57’’	(3)	EFS	120°	75°	20°	D		
FALLA LAGUNAS								
20°50’15’’-69°42’08’’	(1)	EFP	310°	70°	50°	I	(14°, 14°)	(267°, 50°)
	(1)	EFP	315°	67°	50°	I		
FALLA CERRO PAMPINO								
	(1)	EFS	324°	55°	50°	I		
20°47’01’’-69°45’02’’	(1)	EFS	324°	55°	32°	I	(210°, 3°)	(307°, 64°)
	(1)	EFS	340°	38°	70°	I		
FALLA PINTADOS								
	(1)	EFS	120°	73°	85°	I		
	(1)	EFS	130°	70°	0°	D		
	(1)	EFS	185°	60°	120°	I		
20°33’34’’-69°44’15’’	(1)	EFS	130°	25°	80°	I	(338°, 13°)	(99°, 66°)
	(1)	EFS	195°	58°	165°	I		
	(1)	EFS	120°	10°	5°	I		
	(1)	EFS	215°	15°	3°	I		
EJES DE DEFORMACIÓN REPRESENTATIVOS SISTEMA NNW-SSE							(17°, 5°)	(287°, 4°)
							(19°, 13°)	(253°, 69°)

Información cinemática de fallas mesoscópicas del sistema NNW-SSE. **(1)** este trabajo; **(3)** González, *et al*. (2003); **EZFP**: estría en zona de falla principal; **EFP**: estría de falla principal; **EFS**: estría de falla secundaria; **VRFP**: vector reconstruido de falla principal; **VRFS**: vector reconstruido de falla secundaria; **I**: movimiento inverso; **D**: movimiento dextral; **V**: movimiento vertical; **P** y **T**: corresponden a los ejes de acortamiento y extensión, respectivamente.

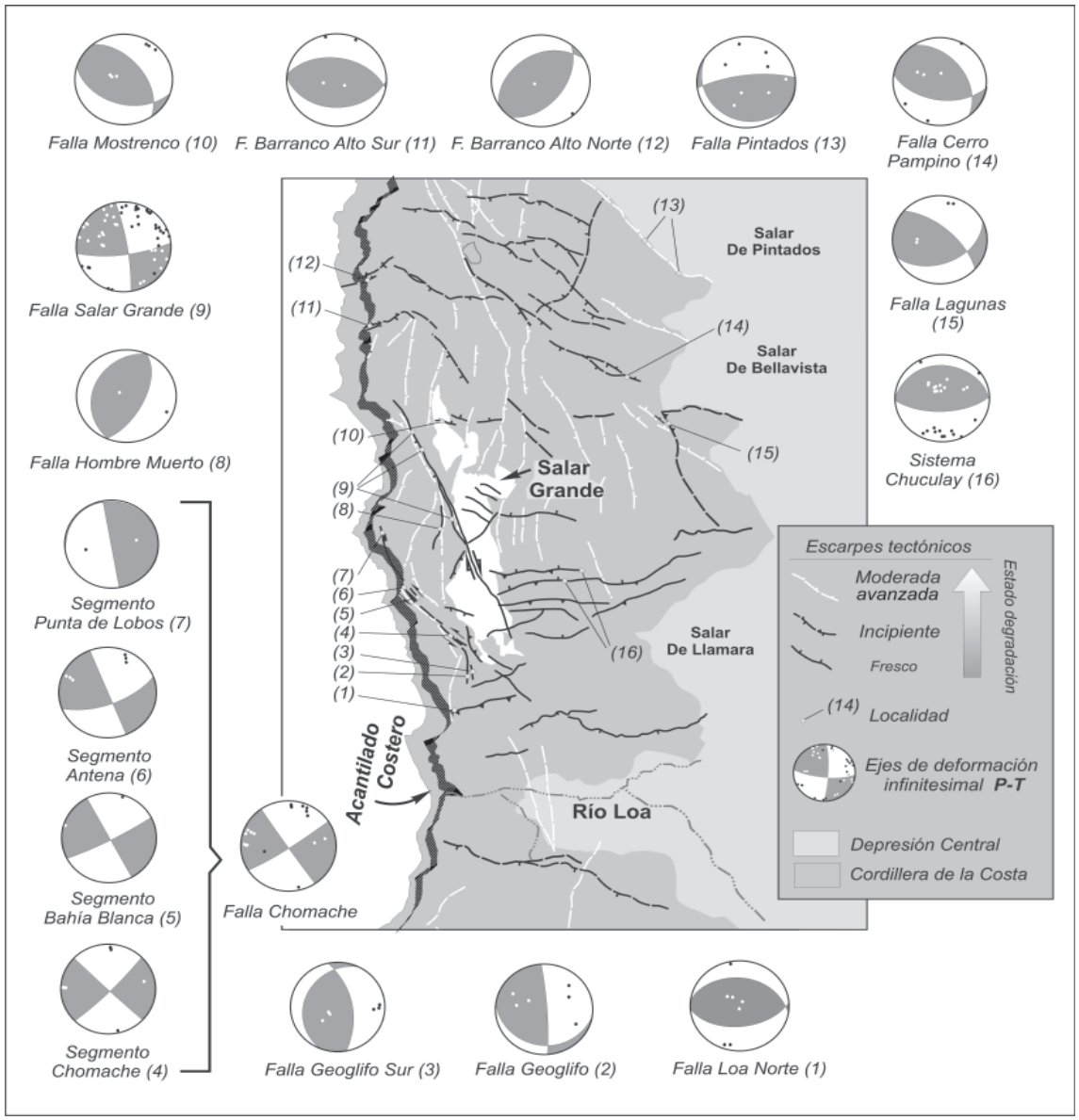

FIG. 21. Mapa general que expone la distribución de la información cinemática de las fallas. También muestra las relaciones geométricas entre los sistemas de fallas y las diferencias temporales relativas entre las fallas sobre la base del estado de degradación de los escarpes. El estado de degradación moderada-avanzada corresponde a escarpes de perfil suavizado con incisiones que los cortan; el estado de degradación incipiente se refiere a escarpes sin incisiones en equilibrio y un dominio del talud de detritos; el estado de degradación fresco corresponde a escarpes con caras libres, dominio del talud de detritos y estructuras secundarias e indicadores desplazados no erosionados por reequilibrio del paisaje.

1991; Beck *et al.*, 1993; Tikoff y Teyssier, 1994; Teyssier *et al.*, 1995; McCaffrey, 1994, 1996; Wang *et al.*, 2003; Yáñez y Cembrano, 2004; Chlieh *et al.*, 2004; Tassara y Yáñez, 2003; Tassara, 2005). Los antecedentes expuestos en este trabajo no permiten explicar en detalle la interrelación entre los diferentes factores que condicionan el estilo de deformación observado. Sin embargo, estudios geofísicos desarrollados durante la última década han documentado las características generales de la porción del margen

estudiado (*i.e.*, ANCORP working Group, 2003). Al conocer las condiciones geodinámicas del margen es posible entender, en una primera aproximación, los factores responsables de la deformación estudiada. Entre los 20º-21º de latitud sur, la convergencia se expresa por la subducción oblicua de la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana configurando un margen curvo. La subducción inclinada (20º-30º), la condición termal de la placa oceánica antigua (~45 Ma) y la ausencia de sedimento en la fosa sugiere un acoplamiento fuerte entre las placas. A su vez, la influencia de la condición termal de la zona de acoplamiento y la lejanía de la zona del arco (distante a unos 250 km de la fosa) inducen una importante rigidez a la zona del antearco (Tassara y Yañez, 2003; Tassara, 2005). La zona en estudio corresponde a la porción interna del Oroclino Boliviano (Isacks, 1988), cuyo eje de simetría (Gephart, 1994) se localiza inmediatamente al norte del Salar Grande. La discontinuidad cortical más relevante en la zona en estudio es sin duda el Sistema de Fallas de Atacama (SFA), que se dispone orientado paralelo a la fosa, y cuya geometría cretácica induce una importante herencia en la deformación actual. El registro paleomagnético de esta porción del oroclino no evidencia rotaciones mayores a 5º después del Mioceno (Arriagada *et al.*, 2000; Coutand *et al.*, 1999; Roperch *et al.*, 2000, 2006). La información geodésica del campo de deformación actual, indica que la mecánica de deformación del oroclino aun está activa (Allmendinger *et al.*, 2005b), sin embargo no ha sido lo suficientemente efectiva después del Mioceno para producir deformación permanente que registre una rotación de bloques mayor a 5º. Además la coincidencia entre la notoria desaceleración post-Mioceno de la tasa de convergencia (Somoza, 1998) y el hecho que las magnitudes de los desplazamientos observados evidencian que los procesos de deformación han sido menos efectivos después del Mioceno, indica una relación causal entre la mecánica del oroclino, la velocidad de convergencia y la naturaleza de la deformación estudiada.

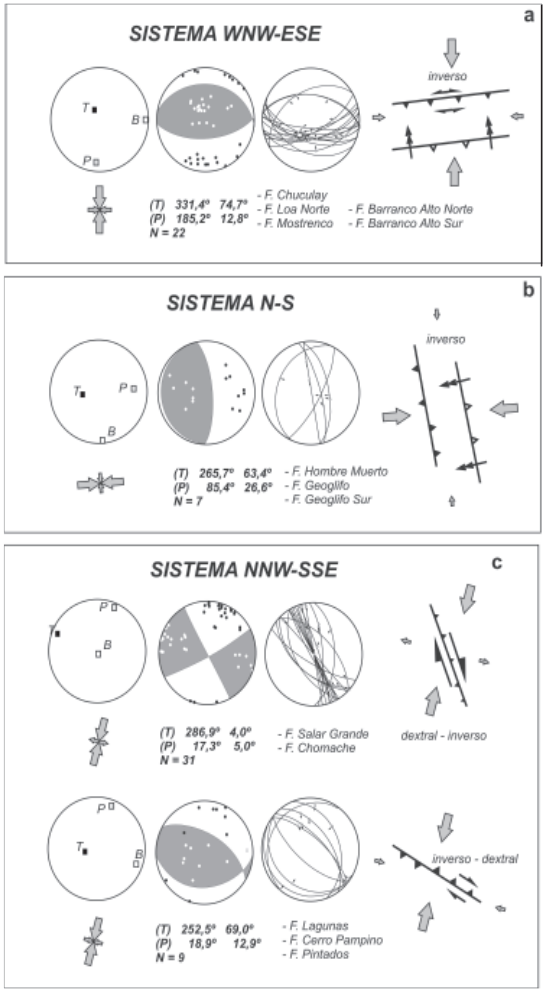

FIG. 22. Análisis de los tensores de deformación de los sistemas de fallas.

Allmendinger *et al*. (2005a) explican el acortamiento paralelo al margen, evidenciado por las fallas en estudio, como el resultado de la subducción de una placa bajo un margen curvo preexistente, idea que es apoyada en modelos elásticos publicados por Bevis *et al.* (2001). Sin embargo, este modelo no explica el acortamiento subordinado ortogonal al margen evidenciado en este trabajo. Por otra parte, ha sido documentado acortamiento paralelo a la fosa en el antearco andino del sur entre los 33º-37ºS durante el Plioceno-Cuaternario (Lavenu y Cembrano, 1999). Los autores explican la deformación sobre la base del concepto de traba física o 'buttress' (Beck, 1986). Este mecanismo de deformación explica el acortamiento paralelo al margen producto de la competencia entre el despegue lateral del antearco permitido por una falla cortical de intraplaca paralela a la fosa y a una traba física en el margen que impide el transporte tectónico lateral (Beck, 1986). Para el caso de los Andes del sur, Lavenu y Cembrano (1999) indican la zona de subducción plana como la traba física.

Al considerar que las condiciones de oblicuidad y velocidad del vector de convergencia han sido relativamente continuas a lo largo del margen andino, el estilo de deformación de la zona de antearco responde principalmente a condiciones dinámicas de la zona de acoplamiento y a las características de la placa cabalgante.

A pesar que en la zona del antearco estudiada existen importantes sistemas de fallas dispuestos paralelos a la fosa (Sistema de Fallas de Domeyko y el Sistema de Fallas de Atacama), no se han reportado movimientos transcurrentes dextrales importantes post-pliocenos en los sistemas (*i.e.*, Tomlinson y Blanco, 1997; Tomlinson *et al.*, 2001[1]; Farías, *et al.*, 2005; González *et al.*, 2003; González *et al.*, 2006). Esto indica que el componente paralelo a la fosa del vector de convergencia no ha sido acomodado por transcurrencia paralela al margen. Esto está condicionado tanto por la alta rigidez del antearco, la lejanía de la zona del arco con respecto a la fosa y la geometría curva del margen que no permite el desacople del antearco por un efecto de 'buttress' (Norabuena *et al.*, 1998). En consecuencia al sumar la componente de carga paralela al margen, proveniente de la convergencia oblicua, junto a la componente principal de carga ortogonal al margen y la imposibilidad del desacople del antearco por la curvatura del margen y su alta rigidez, el antearco resuelve una porción de la deformación por medio de la extrusión vertical de bloques, activando fallas preexistentes. Este tipo de deformación comprende acortamiento horizontal en todas las direcciones y elongación subvertical, que en definitiva puede ser considerado como un ejemplo de deformación constriccional.

6. Conclusiones

Las fallas en las inmediaciones del Salar Grande se exponen como notorios escarpes de falla y escarpes de limbo de pliegue por propagación de falla, que dislocan el relieve Oligoceno-Mioceno de la Cordillera de la Costa. Se reconocen tres sistemas principales de orientación WNW-ESE, N-S y NNW-SSE.

Los sistemas coexistieron activos durante el Neógeno, acomodando la mayor cantidad de deformación durante el Mioceno, continuando su actividad durante el Plioceno y Pleistoceno Inferior. A su vez, las morfologías y estructuras secundarias sugieren que los mecanismos responsables de la deformación aún están activos.

La deformación es de naturaleza constriccional evidenciada por el acomodo de acortamiento paralelo al margen y el acomodo de acortamiento subordinado ortogonal al margen. El acortamiento paralelo al margen es evidenciado por sistemas de fallas inversas de orientación WNW-ESE y fallas transpresionales de orientación NNW-SSE. El acortamiento subordinado ortogonal al margen se expresa por fallas inversas de orientación N-S y pliegues con ejes de orientación NNW-SSE.

El estilo de deformación documentado se explica como el acomodo de la deformación de un antearco rígido y frío, en un margen convergente curvo con subducción oblicua. La distribución de la deformación está fuertemente acondicionada por la reactivación de sistemas de fallas preexistentes. Debido a la imposibilidad física asociada a la curvatura del margen, la deformación no puede ser acomodada por desacople lateral del antearco permitido por una zona de cizalle paralela a la fosa; por lo que la deformación es acomodada de manera difusa, por medio de la extrusión vertical de bloques, resultando una deformación de tipo constriccional.

Agradecimientos

El presente trabajo fue financiado por los Proyectos Fundación Andes C-13755-12 Laboratorio de Tectónica Aplicada y FONDECYT 1040389 (GG). Se agradece al Proyecto MECESUP-UCN UCH010 por la beca de doctorado de D. Carrizo. El DEM de alta resolución fue facilitado por Cornell Andes Project, Dr. B. Isacks y Dra. J. Yu (Cornell Univesity, Ithaca, USA). La determinación de los ejes de deformación de fallas fue realizada en el programa Faultkin de Dr. R.W. Allmendinger (Cornell Univesity, Ithaca, U.S.A). Este trabajo es el resultado de la colaboración y discusión con diferentes colegas entre los que se incluyen al Dr. J. Juéz-Larré (Vrije Universiteit, Holland); Dr. R.W. Allmendinger, Dr. J. Loveless (Cornell Univesity, Ithaca, USA); Drs. J-B. de Chabalier, J-C. Ruegg y R. Armijo (IPGP, Francia); Dr. J. Martinod (LMTG, Francia); Drs. A. Jensen, J. Cembrano, H-G. Wilke (UCN, Chile); Dr. G. Yáñez (CODELCO, Chile); J. Andrónico, J. Espina, F. Gonzáles y V. Olivares (UCN, Chile). Los autores, además, agradecen a los revisores Dr. A. Lavenu (IRD, Francia), Dr. C. Marquardt (SERNAGEOMIN, Chile) y el Dr. J. Skármeta (CODELCO, Chile) que ayudaron a mejorar sustancialmente este trabajo.

[1] Tomlinson, A.J.; Blanco, N.; Maksaev, V.; Dilles, J.; Grunder, A.; Ladino, M. 2001. Geología de la Cordillera Andina de Quebrada Blanca-Chuquicamata, Regiones I y II (20°30`-22°30`). Servicio Nacional de Geología y Minería (Chile), Informe Registrado IR-01-20: 444 p.

Referencias

Allmendinger, R.W.; González, G.; Yu, J.; Hoke, G.; Isacks, B. 2005a. Trench-parallel shortening in the northern Chilean Forearc: Tectonic and climatic implications. Geological Society of American Bullettin 117: 89-104.

Allmendinger, R.W.; Smalley Jr., R.; Bevis, M.; Caprio, H.; Brooks, B. 2005b. Bending the Bolivian Orocline in real time. Geology 33: 905-908.

ANCORP Working Group. 2003. Seismic imaging of a convergent continental margin and plateau in the Central Andes (Andean Continental Research Project (ANCORP'96). Journal of Geophysical Research 108 (B7) 2328, doi:10.1029/2002JB001771.

Angermann, D.; Klotz, J.; Reigber, C. 1999. Space-geodetic estimation of the Nazca-South America Euler vector. Earth and Planetary Science Letters 171: 329-334.

Arabasz, W.J., Jr. 1971. Geological and geophysical studies of the Atacama fault zone in northern Chile. Ph.D. Thesis (Unpublished). Institute of Technology: 275 p. Pasadena, California.

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 98 (1): 40-61.

Arriagada C.; Roperch P.; Mpodozis C. 2000. Clockwise block rotations along the eastern border of the Cordillera de Domeyko, Northern Chile, (22°45'-23°30'S). Tectonophysics 326: 153-171.

Beck, M.E., Jr. 1986. Model for late Mezosoic-early Tertiary tectonics of coastal California and western Mexico and speculations on the origin of the San Andreas Fault. Tectonics 5 (1): 49-64.

Beck, M.E. 1991. Coastwise transport reconsidered: lateral displacements in oblique subduction zones, and tectonics consequences. Physics of the Earth and Planetary Interiors 68: 1-8.

Beck, M.E.; Rojas, C.; Cembrano, J. 1993. On the nature of Butressing in margin parallel strike-slip fault systems. Geology 21: 755-758.

Bevis, M.; Kendrick, E.; Smalley, R., Jr.; Brooks, B.; Allmendinger, R.; Isacks, R. 2001. On the strength of interplate coupling and the rate of back arc convergence in the Central Andes: An analysis of the interseismic velocity field. Geochemistry, Geophysics and Geosystems 2 (11), doi:10.1029/2001GC000198.

Bierman, P.; Steig, E.J. 1996. Estimating rates of denudation using cosmogenic isotope abundances in sediment. Earth Surfaces Processes and Landforms 21 (2): 125-139.

Buddin, T.S.; Stimpson, I.G.; Williams, G.D. 1993. North Chilean forearc tectonics and Cenozoic plate Kinematics. Tectonophysics 220: 193-203.

Burbank, D.W.; Anderson, R.S. 2001. Tectonic Geomorphology. Blackwell Science, Oxford: 274 p.

Cahill, T.A.; Isacks, B.L. 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca Plate. Journal of Geophysical Research 97 (12): 17503-17529.

Carrizo, D. 2002. La deformación neógeno-cuaternaria del Sistema de Fallas de Atacama, en el borde oriental de la Cordillera de la Costa de Antofagasta, norte de Chile. Memoria de Título (Inédito), Universidad Católica del Norte, Departamento de Ciencias Geológicas: 140 p.

Carrizo, D.; González, G. 2003. Modelo de crecimiento de la Falla Salar del Carmen, Sistema de Fallas de Atacama, Cordillera de la Costa, norte de Chile. *In* Congreso Geológico Chileno, No. 10, Actas 2: 578-582. Concepción.

Chlieh, M.; Chabalier, J.B.; Ruegg, J.C.; Armijo, R.; Dmowska, R.; Campos, J.; Feigl, K.L. 2004. Crustal deformation and fault slip during the seismic cycle in the North Chile subduction zone, from GPS and InSAR observations. Geophysical Journal International 158: 695-711.

Chong, G. 1988. The Cenozoic saline deposits of the Chilean Andes between 18º and 27ºS. *In* The Southern Central Andes (Bahlburg, H.; Breitkreuz, C.; Geise, P.; editores), Springer: 137-151. Berlin.

Chong, G.; Mendoza, M.; García-Veigas, J.; Pueyo, J.; Turner, P. 1999. Evolution and geochemical forearc evaporitic basin: the Salar Grande (Central Andes of Chile). *In* Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology 151: 39-54.

Clapp, E.; Bierman, P.; Schick, A.; Lekach, J.; Enzel, Y.; Caffee, M. 2000. Sediment yield exceeds sediment production in arid region dranaige basin. Geology 28: 995-998.

Cockburn, H.; Seidl, M.; Summerfield, M. 1999. Quantifying denudation rates on inselbergs in central Namib Desert using in situ produced cosmogenic ^{10}Be and ^{26}Al. Geology 27: 399-402.

Comte, D.; Pardo, M. 1991. Reappraisal of great historical earthquake in the northern Chile and southern Peru seismic gaps. Natural Hazards 4: 23-44.

Coutand, I.; Roperch, P.; Chauvin, A.; Cobbold, P.R.; Gautier, P. 1999. Vertical axis rotations across the Puna plateau (northwestern Argentina) from paleomagnetic analysis of Cretaceous and Cenozoic rocks. Journal of Geophysical Research 104: 22965-22984.

Delouis, B.; Kausel, E.; Cisternas, A.; Dorbath, L.; Rivera, L. 1996. The Andean subduction zone between 22º and 25°S (northern Chile): precise geometry and state of stress. Tectonophysics 259: 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 132: 302-338.

Dunai, T.J. 2000. Scaling factors for production rates of *in situ* produced cosmogenic nuclides: a critical reevaluation. Earth and Planetary Science Letters 176: 157-169.

Dunai, T.J. 2001. Influence of secular variation of the

geomagnetic field on production rates of *in situ* produced cosmogenic nuclides. Earth and Planetary Science Letters 193: 203-218.

Dunai, T.; González, G.; Juez-Larré, J. 2005. Oligocene-Miocene age of aridity in the Atacama Desert revealed by exposure dating of erosion sensitive landforms. Geology 33 (4): 321-324.

Faure, G. 1986. Principles of Isotope Geology. John Wiley and Sons, New York: 589 p.

Farías, M.; Charrier, R.; Comte, D.; Martinod, J.;Hérail, G. 2005. Late Cenozoic deformation and uplift of the western flank of the Altiplano: Evidence from the depositional, tectonic, and geomorphologic evolution and shallow seismic activ ty (northern Chile at 19°30´S). Tectonics 24 (tc4001), doi:10.1029/2004tc001667.

Gephart, J.W. 1994. Topography and subduction geometry in the Central Andes: Clues to the mechanics of a non-collisional orogen. Journal of Geophysical Research 99 (B6): 12279-12288.

González, G.; Carrizo, D. 2000. Caracterización cinemática de la deformación pliocena del Sistema de Fallas de Atacama, Inmediaciones del Salar del Carmen, norte de Chile. *In* Congreso Geológico Chileno, No. 9, Actas 2: 578-582. Puerto Varas.

González, G.; Carrizo, D. 2003. Segmentación, cinemática y cronología relativa de la deformación tardía de la Falla Salar del Carmen, Sistema de Fallas de Atacama, Cordillera de la Costa de Antofagasta. Revista Geológica de Chile 30 (2): 223-244.

González, G.; Cembrano, J.; Carrizo, D.; Macci, A.; Schneider, H. 2003. Link between forearc tectonics and Pliocene-Quaternary deformation of the Coastal Cordillera, Northern Chile. Journal of South American Earth Sciences 16: 321-342.

González, G.; Dunai T.; Carrizo, D.; Allmendinger, R. 2006. Young displacements on the Atacama Fault System, northern Chile from field observations and cosmogenic ^{21}Ne concentrations. Tectonics 25 (TC3006), doi:10.1029/2005TC001846.

Gosse, J.C.; Phillips, F.M. 2001. Terrestrial *in situ* cosmogenic nuclides: theory and application. Quaternary Science Reviews 20 (14): 1475-1560.

Hanyu, T.; Dunai, T.; Davies, G.; Kaneoka, I.; Nohda, S.; Uto, K. 2001. Noble gas study of the Reunion hotspot: Evidence for distinct less-degassed mantle sources. Earth and Planetary Science Letters 193: 83-98.

Hartley, A.; Chong, G. 2002. Late Pliocene age for the Atacama Desert: Implications for the desertification of western South America. Geology 30 (1): 43-46.

Hetzel, R.; Niedermann, S.; Ivi-Ochs, S.; Kubik, P.W.; Mingxin, T.; Gao, B. 2002. ^{21}Ne *versus* ^{10}Be and ^{26}Al exposure ages of fluvial terraces: the influence of crustal Ne in quartz. Earth and Planetary Science Letters 201: 575-591.

Isacks, B.L. 1988. Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian Orocline. Journal of Geophysical Research 93: 3211-3231.

Kohl, C.P.; Nishiizumi, K. 1992. Chemical isolation of quartz for measurement of *in situ* produced cosmogenic nuclides. Geochimica et Cosmochimica, Acta 56: 3583-3587.

Lal, D. 1991. Cosmic ray labelling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion rates and erosion models. Earth and Planetary Sciences Letters 104: 424-439.

Lavenu, A.; Cembrano, J. 1999. Compressional and transpressional-stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in fore-arc and intra-arc zones (Andes of central and southern Chile). Journal of Structural Geology 21: 1669-1691.

Loveless, J.; Hoke, G.; Allmendinger, R.; González, G.; Isacks, B.; Carrizo, D. 2005. Pervasive cracking of the northern Chilean Coastal Cordillera: New evidence for forearc extension. Geology 33 (12): 973-976.

Marrett, R.; Allmendinger, R. 1990. Kinematic analysis of fault slip data. Journal of Structural Geology 12 (8): 973-986.

Marrett, R.; Allmendinger, R. 1991. Estimates of strain due to brittle faulting: sampling of fault populations. Journal of Structural Geology 13 (6): 735-738.

McCaffrey, R. 1994. Global variability in subduction Thrust Zone-Forearc Systems. PAGEOPH 142 (1): 173-224.

McCaffrey, R. 1996. Estimates of modern arc-parallel strain rates in forearcs. Geology 24 (1): 27-30.

Mortimer, C. 1973. The Cenozoic history of sourthern Atacama Desert, Chile. Journal of Geological Society of London 129: 505-526.

Müller, R.D.; Roest, W.R.; Royer, J.Y.; Gahagan, L.M.; Sclater, J.G. 1997. Digital isochrons of the world's ocean floor. Journal of Geophysical Research 102 (B2): 3211-3214.

Naranjo, J.A.; Paskoff, R. 1980. Evolución geomorfológica del Desierto de Atacama, entre los 26º y 33º Latitud sur: Revisión cronológica. Revista Geológica de Chile 10: 85-89.

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 31: 43-55.

Niedermann, S. 2000. The ^{21}Ne production rate in quartz revisited. Earth and Planetary Science Letters 183: 361-364.

Niedermann, S.; Graf, T.; Kim, J.S.; Kohl, C.P.; Marti, K.; Nishiizumi, K. 1994. Cosmic-ray produced ^{21}Ne in terrestrial quartz: the neon inventory of Sierra Nevada quartz separates. Earth and Planetary Science Letters 125: 341-355.

Niemeyer, H.; González, G.; Martinez-De Los Rios, E. 1996. Evolución tectónica cenozoica del margen continental activo de Antofagasta, norte de Chile. Revista Geológica de Chile 23 (2): 165-186.

Norabuena, E.; Leffler-Griffin, L.; Mao, A.; Dixon, T.; Stein, S.; Sacks, I.S.; Ocola, L.; Ellis, M. 1998. Space

Geodetic Observations of Nazca-South America Convergence Across the Central Andes. Science 279 (5349): 358-362.

Ortlieb, L.; Guzmán, N.; Marquardt, C.; Vargas, G. 1997. El Cuaternario marino del norte de Chile: revisiones cronológicas e identificación posible de depósitos de 400 ka. *In* Congreso Geológico de Chile, No 7, Actas 6: 371-375.

Paskoff, R. 1980. Late Cenozoic crustal movements and sea level variations in the coastal area of Northern Chile. *In* Earth Rheology, Isostasy and Eustasy (Morner, N.A.; editor): 487-495. New York.

Paskoff, R. 1989. Zonality and main geomorphic features of the Chilean coast. Essener Geographische Arbeiten 18: S237-S267. Paderborn.

Reijs, J.; McClay, K. 1998. Salar Grande pull-apart basin, Atacama fault system, northern Chile. *In* Continental transpressional and transtensional tectonics (Holdsworth, R.E.; Strachan, R.A.; Dewey, J.F.; editors). Geological Society Special Publication 135: 127-141. London.

Roperch, P.; Fornari, M.; Hérail, G.; Parraguez, G.V. 2000. Tectonic rotations within the Bolivian Altiplano: Implications for the geodynamic evolution of the central Andes during the late Tertiary. Journal of Geophysical Research 105 (B1): 795-820.

Roperch, P.; Sempere, T.; Macedo, O.; Arriagada, C.; Fornari, M.; Tapia, C.; García, M.; Laj, C. 2006. Counterclockwise rotation of late Eocene-Oligocene fore-arc deposits in southern Peru and its significance for oroclinal bending in the central Andes. Tectonics 25 (TC3010), doi:10.1029/2005TC001882.

Schäfer, J.M.; Ivy-Ochs, S.; Wieler, R.; Leya, I.; Baur, H.; Denton, G.H.; Schlüchter, C. 1997. Cosmogenic noble gas studies in the oldest landscape on Earth: Surface exposure ages of the Dry Valleys, Antarctica. Earth and Planetary Science Letters 167: 215-26.

Scheuber, E.; Andriessen, A.M. 1990. The kinematics and geodynamic significance of the Atacama Fault Zone, northern Chile. Journal Structural Geology 12: 243-257.

Scheuber, E.; González, G. 1999. Tectonics of the Jurassic-Early Cretaceous magmatic arc of the north Chilean Coastal Cordillera (22º-26ºS): A story of crustal deformation along a convergent plate boundary. Tectonics 18 (5): 895-910.

Schweller, W.J.; Kulm, L.D.; Prince, R.A. 1981. Tectonics, structure, and sedimentary framework of the Peru-Chile trench. *In* Nazca Plate: Crustal Formation and Andean Convergence (Kulm, L.D.; Dymond, J.; Dasch, J.; Hussong, D.; Woollard, G.; editors). Geological Society of America, Memoir 154: 323-349.

Somoza, R. 1998. Updated Nazca (Farallon) South America relative motions during the last 40 My: Implications for mountain building in the Central Andes region. Journal of South American Earth Science 11: 211-215.

Tapponnier, P.; Ryerson, F.J.; Van der Woerd, J.; Mériaux, A.; Lasserre, C. 2001. Long-term slip rates and characteristic slip: keys to active fault behavior and earthquake hazard. Earth and Planetary Sciences 333: 483-494.

Tassara, A. 2005. Interaction between the Nazca and South American plates and formation of the Altiplano-Puna plateau: Review of a flexural analysis along the Andean margin (15º-34ºS). Tectonophysics 399: 39-57.

Tassara, A.; Yañez, G. 2003. Relación entre el espesor elástico de la litósfera y la segmentación tectónica del margen andino (15-47ºS). Revista Geológica de Chile 30 (2): 159-186.

Teyssier, C.; Tikoff, B.; Markley, M. 1995. Oblique plate motion and continental tectonics. Geology 23: 447-450.

Tikoff, B.; Teyssier, C. 1994. Strain modeling of displacement-field partitioning in transpressional orogens. Journal of Structural Geology 16: 1575-1588.

Tomlinson, A.J.; Blanco, N. 1997. Structural evolution and displacement history of the West Fault System, Precordillera, Chile: Part 2, postmineral history. *In* Congreso Geológico Chileno, No 8, Actas 3: 1878-1882. Antofagasta.

van Soest, M.C.; Hilton, D.R.; Kreulen, R. 1998. Tracing crustal and slab contributions to arc magmatism in the Lesser Antilles island arc using helium and carbon relationships in geothermal fluids. Geochimical et Cosmochimical, Acta 62 (19): 3323-3335.

von Huene, R.; Weinrebe, W.; Heeren, F. 1999. Subduction erosion along the North Chile margin. Geodynamics 27: 345-358.

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 108: 2079 p., doi: 10.1029/2001JB001569.

Wang, K.; Wells, R.; Mazzotti, S.; Hyndman, R.D.; Sagita, T. 2003. A revised dislocation model of interseismic deformation of the Cascadia subduction zone. Journal of Geophysical Research 104: 15191-15205.

Wells, D.L.; Coppersmith, K.J. 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacements. Bulletin of the Seismological Society of America 84 (4): 974-1002.

Yañez, G.; Cembrano, J. 2004. Role of viscous plate coupling in the Late Tertiary Andean tectonics. Journal of Geophysical Research 109 (B02407), doi: 10.1029/2003JB002494.

Yu, J.S.; Isacks, B.L. 1999. Examination of the surface expression of the Atacama Fault System in northern Chile from interferometrically derived (INSAR) topography. EOS, Transactions American Geophysical Union 80 (46): 1060 p.

Manuscrito recibido: abril 26, 2006; aceptado: abril 04, 2007.