

INTERPRETACION DE LA ACTIVIDAD CENOZOICA SUPERIOR A LO LARGO DE LA ZONA DE FALLA ATACAMA, NORTE DE CHILE

JOSE A. NARANJO

Servicio Nacional de Geología y Minería, Casilla 10465, Santiago, Chile

RESUMEN

La Zona de Falla Atacama es uno de los rasgos tectónicos más importantes del norte de Chile. Se ubica, aproximadamente, entre los 20° y 29°S y está formada por tres segmentos cóncavos al oeste. Aparentemente, la forma y ubicación geográfica de los segmentos controlan la distribución de las grandes cuencas o megahoyas hidrográficas regionales, en el norte. La descarga del drenaje está, precisamente, dirigida hacia los sectores de convergencia de estos segmentos arqueados.

Los movimientos verticales mayores, a lo largo de las trazas de la Zona de Falla Atacama, habrían sido sellados en el Mioceno Superior. En cambio, los escarpes aluviales se desarrollaron mucho después, aun cuando éstos son interpretados aquí como una actividad secundaria, controlada por los movimientos de aguas subterráneas y por la distribución de las zonas de descarga de las megahoyas hidrográficas regionales, y no como una actividad tectónica primaria del sustrato rocoso.

Palabras claves: Escarpes aluviales, Zona descarga hidrográfica, Cuencas hidrográficas regionales, Zona de Falla Atacama, Mioceno Superior, Desierto de Atacama, Norte de Chile.

ABSTRACT

The Atacama Fault Zone, one of the most relevant features in northern Chile, is formed by three west-facing concave segments, distributed between approximately 20° and 29°S. The major regional hydrographic drainage-patterns in the north, seem to be controlled by the form and geographic location of these segments. The drainage discharge is just directed through the segment convergences.

Major vertical movements along the Atacama Fault Zone were probably sealed during Upper Miocene time. Although alluvial scarps developed afterwards, these are not interpreted here as a primary tectonic activity, but as a secondary activity controlled by the water-table discharge, along ancient inactive structures.

Key words: Alluvial scarps, Hydrographic discharge zone, Regional hydrographic drainage -pattern, Atacama Fault Zone, Upper Miocene, Atacama Desert, Northern Chile.

INTRODUCCION

La Zona de Falla Atacama (ZFA) es uno de los rasgos tectónicos más relevantes del norte de Chile. Se extiende a lo largo de la Cordillera de la Costa y está formada por tres segmentos mayores, cóncavos al oeste, desde la latitud de Iquique (20°S) hasta los 29°S, aproximadamente (Fig. 1). El tramo norte converge con el tramo central a la latitud de Antofagasta (23°40'S) y éste, a su vez, con el tramo sur, en Bahía de Nuestra Señora, entre Paposo y Taltal (25° y 25°20'S, respectiva-

mente). Su extensión total se estima en unos 1.000 km. St. Amand y Allen (1960) sugirieron que esta estructura es una falla capaz, con movimiento principalmente en el rumbo. Arabasz (1968; 1971) sostuvo que este quiebre estructural experimentó una compleja evolución desde el Mesozoico, con desplazamientos de rumbo al comienzo y reactivaciones con movimiento vertical, en su historia más reciente. Según este autor, los abundantes escarpes cuaternarios, a lo largo de la ZFA,

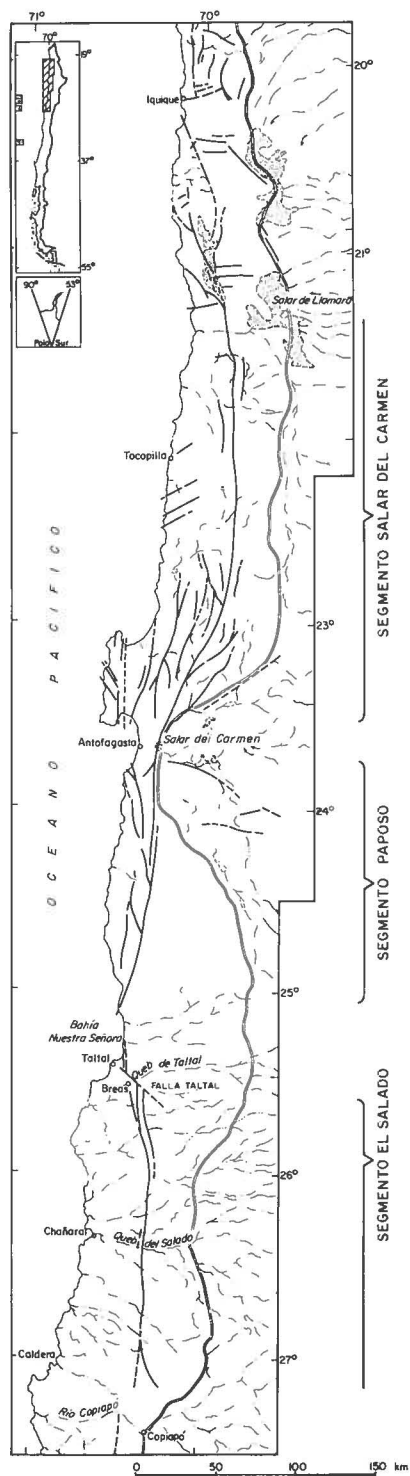


FIG. 1. Distribución de la ZFA en el norte de Chile. Está formada por tres segmentos cóncavos al oeste, que convergen a la latitud de Antofagasta y de Bahía Nuestra Señora.

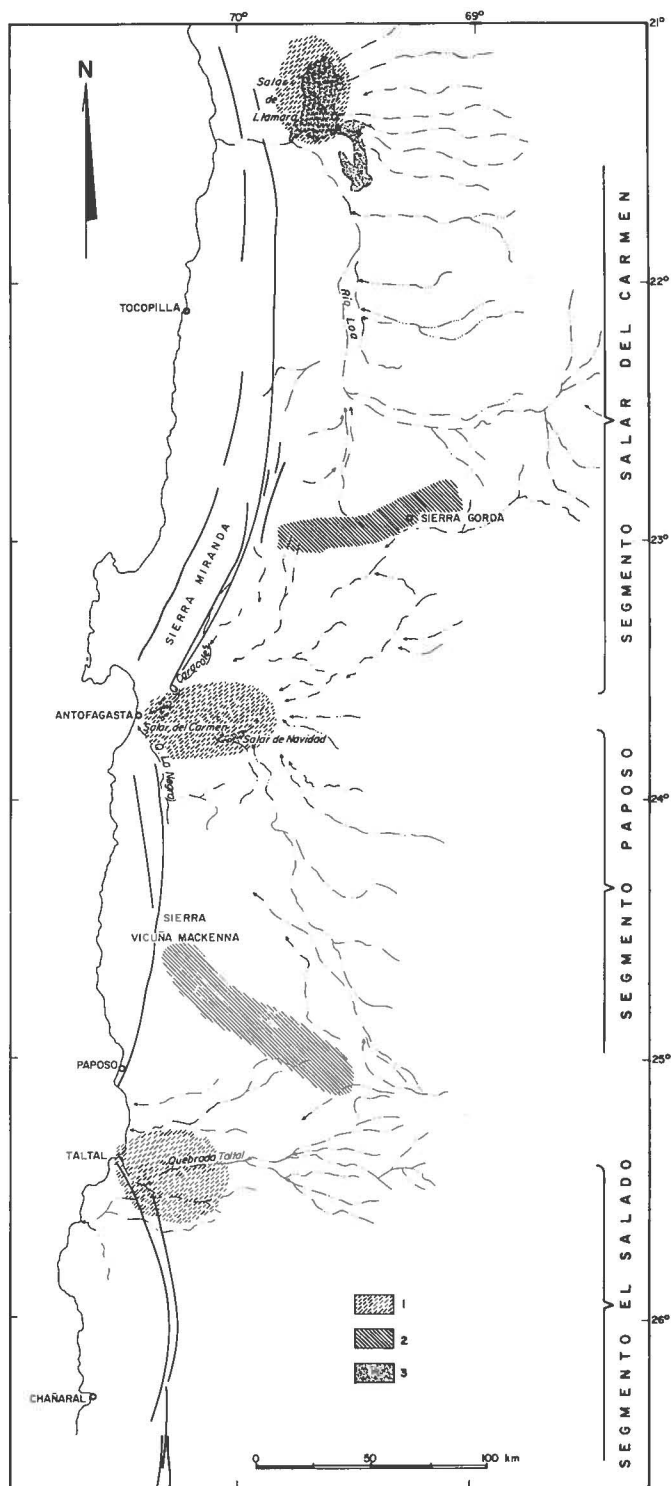


FIG. 2. Distribución de las megahoyas hidrográficas regionales entre los 21° y 26°S aproximadamente, en relación a la forma y distribución de los segmentos de la ZFA. 1. Zonas de bajos topográficos; 2. Zonas de altos topográficos; 3. Salares.

dan fe de una actividad continuada, aunque no parece estar actualmente activa como falla de rumbo.

Con posterioridad, numerosos levantamientos geológicos han permitido estudiar excelentes afloramientos a lo largo de la ZFA, habiéndose identificado franjas de rocas de falla formadas a partir de cuerpos intrusivos y lavas mesozoicas y, también, a partir de metasedimentitas paleozoicas (Mercado, 1978a, b; Naranjo, 1978; Bobenrieth, 1980; Boric, 1981; Naranjo y Puig, 1984). Finalmente, Naranjo *et al.* (1984) sostuvieron que la falla estuvo activa durante el Neocomiano, basados en antecedentes radiométricos, indicando que se habría desarrollado plutonismo sintectónico asociado a esta etapa de actividad cretácica infe-

rior. Estos autores sugirieron, además, que el posible comportamiento transcurrente de la falla a esa edad, formaría parte de un conjunto de elementos que permiten postular la existencia de un borde continental "tipo Mariana" (*cf.* Uyeda, 1983), durante el Cretácico Inferior, en el norte de Chile.

El tipo de movimiento y, principalmente, la edad de la actividad más tardía a largo de la ZFA, han sido motivo de controversia (St. Amand y Allen, 1960; Arabasz, 1971; Naranjo y Puig, 1984) y aún no se conoce una interpretación que satisfaga las interrogantes planteadas. Los objetivos de este trabajo son presentar nuevos antecedentes de terreno que, en conjunto con un análisis simple de la evolución geomorfológica, permitan interpretar la actividad más moderna a lo largo de la ZFA.

RASGOS GEOMORFOLOGICOS: EVOLUCION DEL PIEDEMONTTE

El análisis morfológico de la zona que comprende la falla de Atacama es fundamental para entender la evolución tardía de esta estructura. Diversos estudios se han desarrollado sobre la geomorfología regional en diferentes sectores del Desierto de Atacama. Los resultados de estos trabajos, iniciados por Clark *et al.* (1967a, b); Sillitoe *et al.* (1968); Mortimer (1973) y que han sido continuados y extendidos hacia el norte por Naranjo y Paskoff (1980, 1985), son perfectamente aplicables a lo largo del norte de Chile, incluyendo el área de distribución de la ZFA. Así, se ha podido establecer una cronología relativa de la evolución del paisaje, fundamentalmente, sobre la base de interrelaciones de procesos de acumulación detrítica, pedimentación, erupciones ignimbríticas e incisiones del relieve. Los principales aspectos de esta evolución incluyen:

a. Desnivelación por alzamiento regional (iniciada durante el Oligoceno) de una topografía paleógena inferior madura.

b. A consecuencia de lo anterior, se desencadena una intensa erosión e incisión del relieve en formación, que produce una importante acumulación detrítica en la Depresión Central, formada entre la Cordillera de los Andes y la Cordillera de la Costa. Se intercalan numerosos niveles ignimbríticos da-

tados entre 25 y 13 Ma.

c. Formación del gran escarpe litoral de origen fundamentalmente tectónico, aunque ha retrocedido a consecuencia de la erosión marina, durante una transgresión en el Mioceno Superior (Naranjo y Paskoff, 1985). Depósitos marinos acumulados al pie del acantilado por efecto de esta transgresión, corresponden al Mioceno Superior (Tortoniano; Martínez, 1979).

d. Remodelado del piedemonte por procesos de pedimentación, posiblemente debido al cese del alzamiento, que permitió la erosión parcial de las masas montañosas elevadas y de los sedimentos del piedemonte, bajo las condiciones de aridez imperantes. El pediplano formado (pediplano de Atacama) está sellado, en diversos lugares, por flujos ignimbríticos y coladas de lava que lo cubren, indicando una edad más antigua que alrededor de 9 Ma para su formación (Sepúlveda y Naranjo, 1982; Naranjo y Paskoff, 1985).

e. Con posterioridad se desarrolla una etapa de erosión y reincisión profunda, durante el Mioceno tardío-Plioceno, elaborada principalmente en el relleno, y que reactiva las quebradas formadas en las etapas iniciales de alzamiento. Esta reincisión estaría causada por modificaciones tectónico-climáticas.

MODELOS DE DRENAJE

El modelo regional de drenaje en la Depresión Central desde los 20°S hasta los 26°S, presenta notables diferencias entre diversos segmentos que, en gran medida, se relacionan con la segmentación de la ZFA.

Además de la antes mencionada concavidad al oeste de los segmentos de la ZFA, existe otro rasgo significativo, hasta ahora no destacado. En efecto, los sectores tangentes a la línea envolvente de los tres arcos descritos por la ZFA corresponden a las zonas más altas de la Depresión Central y Cordillera de la Costa, siendo ésta la barrera occidental de las hoyas regionales. Localmente, se destacan algunos de esos altos topográficos de la Cordillera de la Costa como Sierra de Miranda, al noreste de Antofagasta y Sierra Vicuña Mackenna, al sureste de esta ciudad (24-25°S) (Fig. 2).

Los sectores de convergencia entre los tres arcos de la ZFA, por el contrario, constituyen las zonas de menor altura en la Depresión Central y Cordillera de la Costa. En consecuencia, entre los 20°

y 26°S se pueden definir tres megahoyas hidrográficas regionales, separadas por los altos topográficos, a las latitudes de Sierra Gorda (22°50'S) y Sierra Vicuña Mackenna (24°30'S), ya mencionados. La más septentrional drena, fundamentalmente, hacia el Salar de Llamara, siendo el río Loa su cauce principal. Esta cuenca ha tenido una evolución desde el Mioceno Superior, con el desarrollo de una secuencia estratigráfica compleja de sedimentos lacustres (Naranjo y Paskoff, 1982). La hoya intermedia drena hacia los bajos topográficos a la latitud de Antofagasta, a través de las quebradas Caracoles y La Negra. Por su parte, la hoya más meridional drena, principalmente, a través de la quebrada Taltal, sector de convergencia hacia el mar del segmento meridional de la ZFA (Fig. 2).

Cabe destacar que entre las vías de drenaje señaladas existen numerosas quebradas de dirección este-oeste, elaboradas en la etapa de incisión antigua y sobre las cuales no se produjeron fenómenos de sobreimposición por parte del drenaje más joven.

ESCARPES DE FALLA Y VALLES CIEGOS ALUVIALES

Las características de las trazas en los diferentes segmentos de la ZFA han sido descritas y estudiadas en detalle, principalmente, por Arabasz (1971); además, Naranjo *et al.* (1984) y Naranjo y Puig (1984), aportaron algunos antecedentes adicionales. Para los fines de este trabajo, los rasgos que revisten mayor interés son aquéllos que están mejor preservados y se relacionan con la actividad más tardía de la falla: los movimientos relativos verticales de bloques entre ramas paralelas. Estos rasgos corresponden a escarpes de falla, presentes en los diferentes segmentos, que mayoritariamente se exponen cara al este, aunque, localmente, se distinguen escarpes con cara al oeste (e.g. rama oriental del segmento El Salado). Los escarpes mayores corresponden a fallas que llegan a tener saltos de hasta algunos cientos de metros, y que se desarrollan yuxtaponiendo o desplazando metasedimentitas y granitoides paleozoicos, y volcanitas, sedimentitas y plutonitas mesozoicas.

En algunos sectores, estas estructuras han generado rasgos geomorfológicos correlacionables con las formas del paisaje, reconocidas a lo largo del Desierto de Atacama. Efectivamente, al norte del aeropuerto de Taltal, en la rama oriental del segmento El Salado (Fig. 1), el bloque oriental formado por metasedimentitas paleozoicas está solevando respecto del bloque occidental, que incluye volcanitas cretácicas (Naranjo y Puig, 1984). A consecuencia de este alzamiento y a partir de la base del escarpe, se acumularon depósitos de gravas, principalmente, con clastos de metasedimentitas. Se pueden observar sólo remanentes de estos depósitos, puesto que, con posterioridad, fueron intensamente erosionados por procesos de pedimentación, que afectaron a las rocas volcánicas del bloque occidental descendido (Fig. 3). Cabe destacar que, inmediatamente al norte, la falla Taltal, de rumbo noroeste, desplaza sinistralmente, en aproximadamente 8 km, al segmento El Salado, truncando en forma conspicua, al pedimento previamente

Al norte de la latitud de Paposo (25°S), el segmento Paposo presenta solevamiento del bloque occidental, desarrollando un escarpe nítido, con cara al oriente. Esta estructura predominante a lo largo de todo el segmento, está truncada por el escarpe costero (Fig. 4).

Al sur de la falla Taltal y al este de Antofagasta, se presentan abundantes escarpes de falla en depósitos aluviales. Aquéllos al sur de Taltal, desarrollan una morfología anómala en la cual angostas fosas, que marcan la traza de la falla, están bordeadas por dorsales o crestas de aluvio solevado, más altas que la superficie aluvial (Arabasz, 1971). Dicho autor las denominó escarpes de fallas aluviales "ridge-trench-ridge", llamados aquí valles ciegos aluviales, y estimó que podrían haber sido causadas por la concentración de agua subterránea a lo largo de líneas de falla donde el aluvio ha sido cortado, lo que habría producido expansión de los suelos rellenos por material más fino.

Los rasgos modernos más espectaculares de la ZFA se reconocen al norte y sur de Antofagasta, donde se desarrolla una serie de escarpes en el aluvio, expuestos al este por casi 130 km, a lo largo de los segmentos Salar del Carmen y Paposo. Los saltos observados van desde aproximadamente 1 hasta 3 m (Fig. 5). Localmente, lentes de caída de ceniza de menos de 1 m de espesor, intercalados en el aluvio, han quedado expuestos por el escarpe (Fig. 6). Una edad de $3,0 \pm 0,2$ Ma se ha obtenido del análisis radiométrico K-Ar en biotita de una muestra de ceniza de estos lentes (Laboratorio de Geocronología del Servicio Nacional de Geología y Minería; Tabla 1).

Estas fracturas también se proyectan en el potente regolito desarrollado sobre el sustrato rocoso (Fig. 7). La corteza regolítica está formada por fragmentos angulosos (<10 cm), de rocas autóctonas, que están inmersos en una matriz salina (¿yeso?) en expansión. Localmente, se observa que el espesor del regolito sobrepasa los 2 m, sin que sea posible observar la roca fresca. En partes, estas estructuras corresponden a fisuras de orientación sinuosa, de unos 50 cm de ancho y hasta casi 2 m de profundidad (Fig. 8). Los escasos desplazamientos verticales a lo largo de las fisuras llegan a 50 cm. La proyección de una de estas estructuras a un pequeño abanico aluvial, forma un angosto y sinuoso valle ciego de 20 cm de ancho y 10 cm de profundidad (Fig. 9).

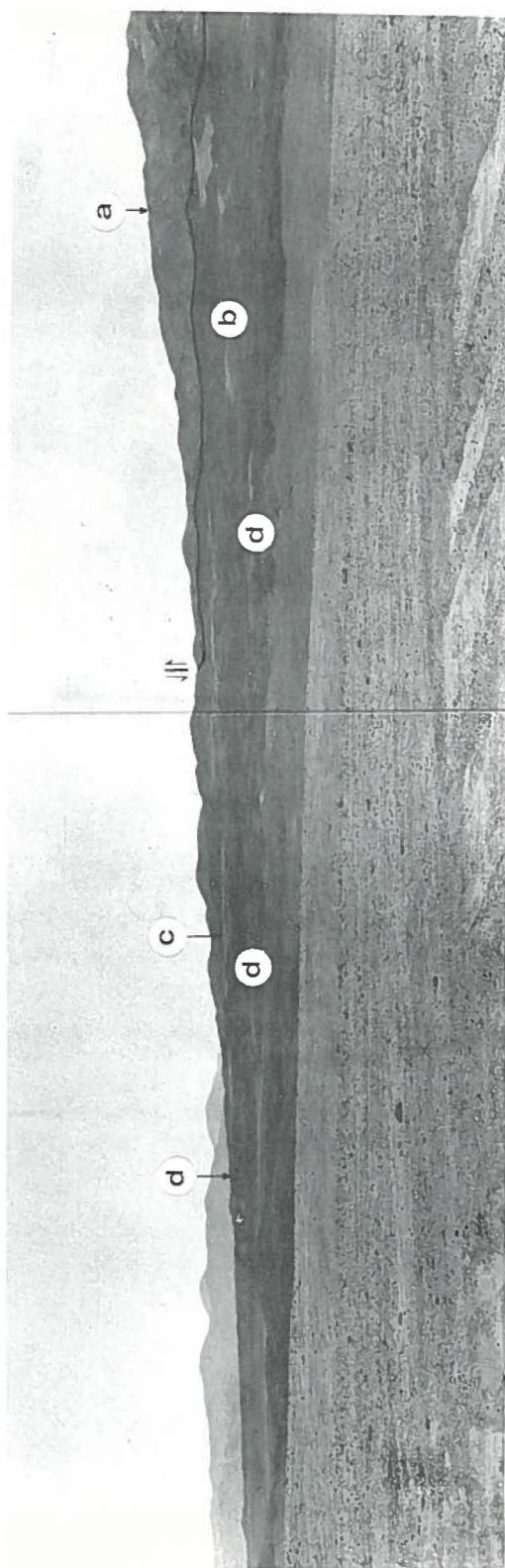


FIG. 3. Vista hacia el norte del Aeropuerto Breas de Taltal. Los cerros del este corresponden a metasedimentitas paleozoicas (a) solevadas respecto del bloque de volcanitas cretácicas (b), sobre el cual se observan remanentes de gravas (c) y una superficie de pedimentación (d).



FIG. 4. Fotografía aérea del sector de Paposo (a). Traza de falla normal del segmento Salar del Carmen (b), claramente truncada por el escarpe costero (c), elaborado durante el Mioceno Superior.

En general, los escarpes en el aluvio y en el regolito se alinean formando varias trazas paralelas, constituyendo zonas o franjas discontinuas de es-

carpes, distanciados entre sí desde 50 hasta 500 m o más.

TABLA 1. DATOS ANALITICOS DE UNA EDAD RADIOMETRICA EN UN DEPOSITO DE CAIDA DE CENIZA, INTERCALADO EN ALUVIO

No.Te- rreno	Ubica- ción	Tipo de Roca	Material Analizado	Método	%K	⁴⁰ Ar rad. nl/g(STP)	%Ar Atm.	Edad y Error Ma (2 σ)
SC-1	23°31,2'S 70°15'W	Depósito de caída de ce- niza	Biotita	K-Ar	7,462	0,855	56	3,0 ± 0,2

INTERPRETACION CRONOLOGICA Y DISCUSION

La historia evolutiva más tardía de la falla de Atacama corresponde a una actividad de movimientos verticales de bloques y no existe evidencia de movimientos transcurrentes. Es fundamental conocer la relación existente entre estos movimientos verticales y las formas del paisaje para estimar la cronología de la actividad a lo largo de la ZFA. Los antecedentes expuestos, en relación a las localidades mencionadas, son de mucha importancia a este respecto.

La superficie de pedimentación elaborada sobre el bloque occidental descendente y sobre las gravas generadas a partir del relieve producido por el movimiento vertical, en el segmento El Salado (al norte del aeropuerto Breas de Taltal), puede correlacionarse con el pediplano de Atacama. Este fue modelado antes de 9 Ma, aproximadamente (etapa "d" de evolución del piedemonte), de manera que tal movimiento vertical es anterior a dicha edad. Por otra parte, la falla Taltal, que trunca ese pedimento, puede ser estimada como de igual edad o más joven que 9 Ma. En forma análoga, la parte sur del segmento o falla Paposo, en la localidad homónima, está truncada por el escarpe costero, elaborado antes del Mioceno Superior. En consecuencia, se sugiere que los movimientos verticales mayores, a lo largo de los diferentes segmentos de la ZFA, habrían ocurrido antes del Mioceno Superior, posiblemente, durante el Mioceno Medio tardío. Observaciones hechas en la ZFA, al oeste de Sierra Vicuña Mackenna, apoyarían esta última edad (Hervé, 1987). Se sugiere, además, que estos movimientos verticales, a lo largo de la ZFA,

son consecuencia de un estilo deformacional de extensión, estrechamente vinculado a cambios en la geodinámica a lo largo del margen occidental de Sudamérica (e.g. Cross y Pilger, 1982). Efectivamente, a los 10 Ma, la velocidad de convergencia relativa entre las placas de Nazca y Sudamericana se redujo drásticamente de 120 km/Ma a 93 km/Ma (Cande y Leslie, 1986). Siguiendo el razonamiento de Cross y Pilger, 1982, esto habría causado una subducción más abrupta de la litósfera oceánica, lo cual pudo inducir una tectónica de extensión regional en la corteza superior.

La formación de escarpes de falla, fisuras y valles ciegos sobre depósitos aluviales y corteza regolítica es, sin duda, un fenómeno mucho más reciente que los grandes desplazamientos verticales a lo largo de la ZFA. Efectivamente, la mayoría de los depósitos afectados por estas estructuras juveniles están sellando los efectos de la tectónica vertical de los bloques antes mencionados. Aún más, algunos de estos escarpes del aluvio serían al menos, más jóvenes que 3 Ma.

Sin embargo, estas estructuras más recientes no se proyectan en forma evidente hacia el sustrato rocoso, ni en proyección lateral-longitudinal, ni vertical (Fig. 10). Bobenrieth (1980) observó una traza vertical de la falla Atacama en el cañón del río Loa (21°25'S), donde corta rocas de la Formación El Toco (Paleozoico) y no produce desplazamiento alguno en las capas sobreyacentes de la Formación El Loa (Mioceno). En la parte norte del segmento El Salado, se alinearon valles ciegos o escarpes en el aluvio, sobre trazas de fallas más



FIG. 5. Escarpe de unos 3 m en depósitos aluviales, a lo largo de la falla Salar del Carmen, en la localidad homónima.



FIG. 6. Lente de ceniza de 1 m de espesor, datado en $3,0 \pm 0,2$ Ma, intercalado en el escarpe en los depósitos aluviales; sector Salar del Carmen.

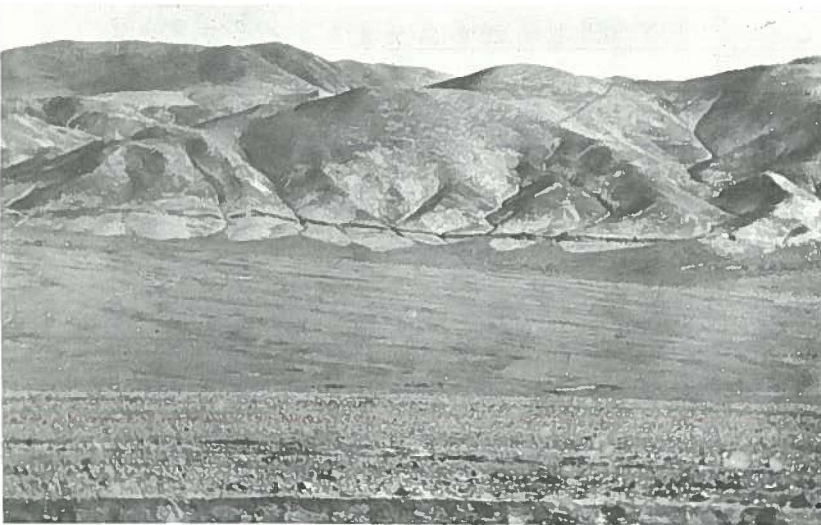


FIG. 7. Fisura o fractura proyectada sobre el regolito al pie de los cerros ubicados al oeste de Salar del Carmen.



FIG. 8. Fisura de orientación sinuosa que afecta al regolito sin producir desplazamiento relativo vertical.



FIG. 9. Proyección de una fisura sinuosa desde el regolito a través del ápice de un cono aluvial moderno.



FIG. 10. Vista hacia el suroeste de un escarpe en el aluvio alineado con una traza de la ZFA al sur de Antofagasta (a). Nótese que el escarpe no se desarrolla en la proyección de la traza en el sustrato rocoso (b). Vista hacia el sureste. (Fotografía: F. Uribe).

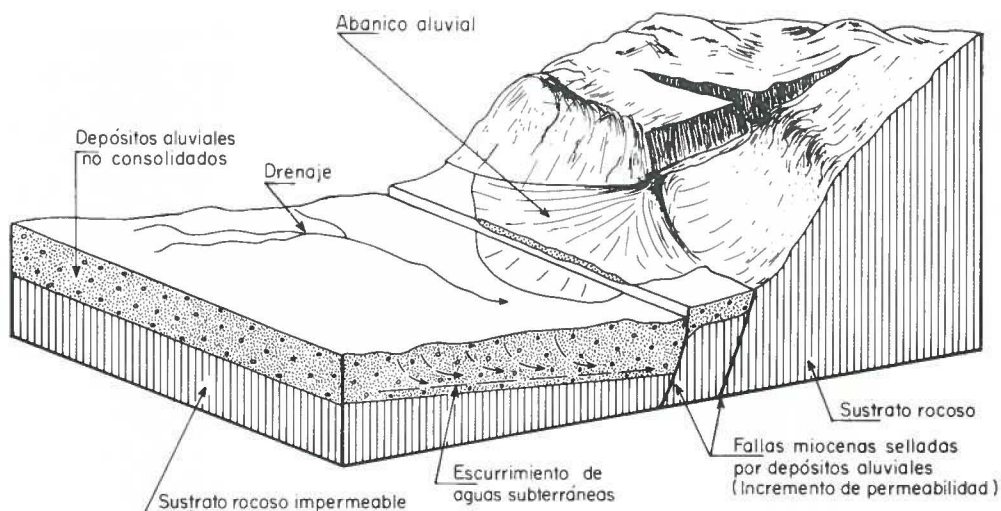


FIG. 11. Diagrama que representa los rasgos principales del esguimiento de aguas controlado por fallas y el efecto de colapso en los depósitos no consolidados.

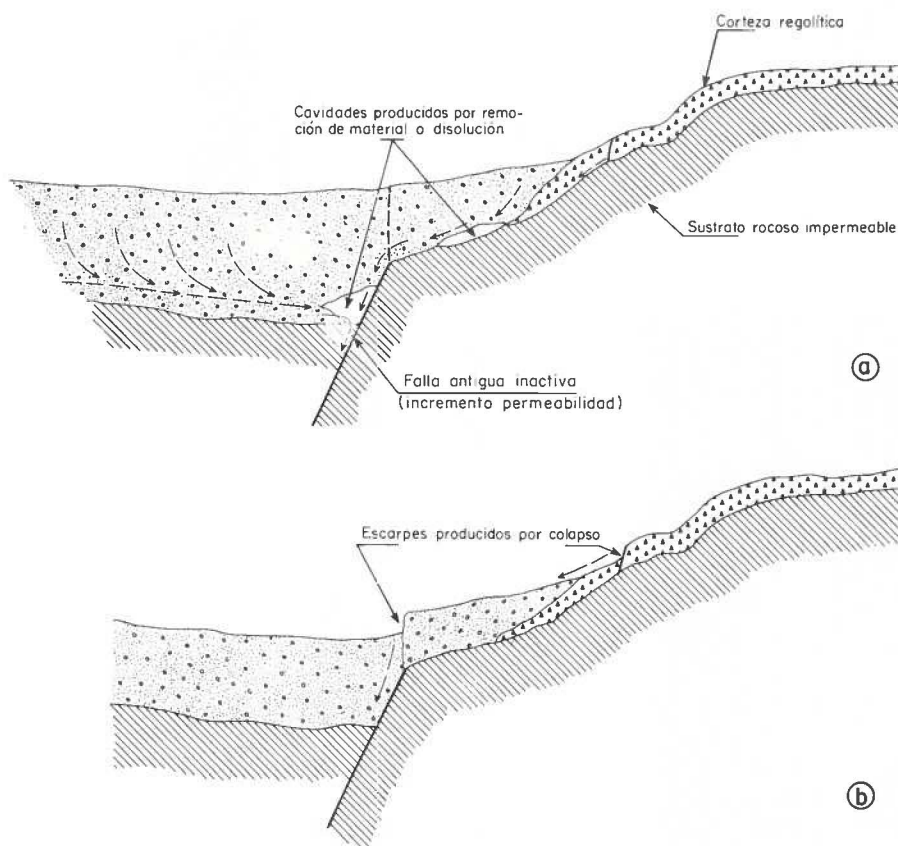


FIG. 12. Diagramas explicativos para la formación de escarpes: Se produce un incremento de la permeabilidad de las aguas subterráneas a través de fallas antiguas inactivas, lo que permitiría una mayor disolución y remoción de materiales finos (sales) (a). Los escarpes en el aluvio serían el efecto de colapso gravitacional de los depósitos no consolidados (b).

antiguas y no sobre depósitos aluviales de la falla Taltal, que trunca a dicho segmento. Naranjo y Puig (1984) estimaron que tales formas de angostos valles ciegos en el aluvio se habrían originado por fenómenos de "sufusión" o "elutración", definida como la remoción de material en suspensión en una mezcla saturada, por lixiviación o decantación, quedando atrás las partículas más pesadas (Bates y Jackson, 1980). De un modo similar, la remoción del material no consolidado, más fino, hacia la subsuperficie, acompañada de la disolución de materiales salinos, se habría producido mediante los movimientos de aguas subterráneas a través de las trazas de falla previas (donde aumentaría la permeabilidad hacia abajo), selladas y cubiertas por dichos aluvios.

En forma análoga, los escarpes y fisuras, al oeste de la cuenca de Salar del Carmen, podrían también haber sido formados por reacomodación o colapsos gravitacionales de los depósitos no consolidados (conos aluviales coalescentes) a lo largo de fallas de desplazamiento vertical, previamente formadas (¿durante el Mioceno Medio-Superior?) (Fig. 11).

En este caso, la movilización lenta del agua subterránea pudo haber tomado como cauces los angostos escarpes de falla del sustrato rocoso (con un incremento adicional de la permeabilidad), removiendo los materiales más finos del relleno no consolidado, y desencadenando, posteriormente, el colapso del mismo a lo largo de dichas fallas. La misma explicación cabría para la formación de fisuras en el regolito (Fig. 12).

Esta hipótesis está apoyada en dos hechos significativos:

1. La migración y posterior descarga de las aguas subterráneas de toda la cuenca o megahoya hidrográfica intermedia, se concentra precisamente hacia el sector de Salar del Carmen, que constituye un gran bajo topográfico.

2. Es en ese sector donde se concentran y convergen las estructuras de escarpes aluviales juveniles y no en sectores de altos topográficos mayores. Cabe destacar que los escarpes o valles ciegos aluviales también convergen en las cercanías de Quebrada Taltal, que constituye otro gran bajo topográfico.

CONCLUSIONES

El estudio de las características de la evolución más tardía de la ZFA, en relación a las formas del paisaje, permite concluir lo siguiente:

1. Aproximadamente entre los 21° y 26°S, existe una relación causa-efecto entre la geometría y la distribución de los diversos segmentos de la ZFA respecto de las cuencas o megahoyas hidrográficas regionales, siendo coincidentes los grandes altos topográficos que separan estas cuencas entre sí, con los sectores tangentes a la envolvente de los arcos descritos por los tres segmentos.

2. Las evidencias geológicas y geomorfológicas indicarían que la historia más tardía de la ZFA corresponde a una actividad de desplazamientos verticales, formando escarpes que sobrepasan los varios cientos de metros. Algunas formas del paisaje indican que tales estructuras fueron selladas hacia el comienzo del Mioceno Superior. Se sugiere que esta actividad de desplazamientos verticales estaría estrechamente relacionada a procesos deformacionales de extensión en la corteza superior (Cross y Pilger, 1982), a consecuencia de

una reducción de la velocidad de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana (Cande y Leslie, 1986).

3. Las estructuras alineadas sobre trazas de la falla Atacama, como angostos valles ciegos, además de escarpes de falla y fisuras sobre aluvio y corteza regolítica, constituyen las manifestaciones más jóvenes a lo largo de la ZFA. Estas estructuras se habrían originado por fenómenos de reacomodación o colapsos gravitacionales secundarios del relleno aluvial, a consecuencia de la remoción y disolución de materiales mediante los movimientos de aguas subterráneas, y no por una tectónica vertical primaria del sustrato rocoso. La realización de perfiles de reflexión sísmica de alta resolución podrían aclarar la relación de estos escarpes de falla en el aluvio con fallas subyacentes (e. g. Crone y Harding, 1984).

4. La concentración y convergencia de las estructuras de escarpes aluviales juveniles estaría controlada por la ubicación de los sectores de descarga de las aguas subterráneas, provenientes de las megahoyas hidrográficas regionales, donde la

velocidad del caudal es la mayor, de acuerdo a la ley de continuidad o caudal constante. Los sectores de descarga se concentran, a su vez, hacia

las convergencias de los arcos descritos por los segmentos de la ZFA. No se reconocen escarpes aluviales en los sectores de altos topográficos.

AGRADECIMIENTOS

Deseo expresar mis agradecimientos a los geólogos Patricio Sepúlveda, Miguel Hervé, Ramón Moscoso y Carlos Ramírez, del Servicio Nacional de Geología y Minería, por la revisión crítica del

manuscrito y a la Sra. Erika Miranda por la ayuda en el mecanografiado del original. Este trabajo es una contribución al Proyecto 202 del PICG, Megafallas de Sudamérica.

REFERENCIAS

- ARABASZ, W.J. 1968. Geologic structure of the Taltal area, northern Chile, in relation to the earthquake of December 28, 1966. *Seismological Society of America, Bulletin*, No. 58, p. 835.
- ARABASZ, W.J. 1971. Geological and geophysical studies of the Atacama Fault zone in Northern Chile. Ph.D. Thesis, California Institute of Technology, 264 p. Pasadena, U.S.A.
- BATES, R.; JACKSON, J. 1980. *Glossary of Geology*. Second edition. American Geological Institute, 749 p. Virginia, U.S.A.
- BOBENRIETH, L. 1980. Geología de los Cuadrángulos Cerro Desamparado y Cerro Soledad, Regiones de Tarapacá y Antofagasta. Memoria de Título. Universidad de Chile, Departamento de Geología, 171 p. Santiago, Chile.
- BORIC, R. 1981. Geología de los Cuadrángulos Estación Colupito y Toco, Región de Antofagasta. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile, Nos. 49 y 50, 52 p.
- CANDE, S.C.; LESLIE, R.B. 1986. Late Cenozoic tectonics of the southern Chile trench. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 91, No. B1, p. 471-496.
- CLARK, A.H.; COOKE, R.V.; MORTIMER, C.; SILLITOE, R.H. 1967a. Relationships between supergene mineral alteration and geomorphology, southern Atacama Desert, Chile: An interim report. Institute of Mining and Metallurgy, Transactions, Section B, Vol. 76, p. B89-B96.
- CLARK, A.H.; MAYER, A.E.S.; MORTIMER, C.; SILLITOE, R.H.; COOKE, R.V.; SNELLING, N.J. 1967b. Implications of the isotopic ages of ignimbrite flows, southern Atacama Desert, Chile. *Nature*, Vol. 215, No. 5102, p. 723-724.
- CRONE, A.J.; HARDING, S.T. 1984. Relationships of late Quaternary fault scarps to subjacent faults, eastern Freat Basin, Utah. *Geology*, Vol. 12, p. 292-295.
- CROSS, T.A.; PILGER, R.H. 1982. Controls of subduction geometry, location of magmatic arcs, and tectonics of arc and back-arc regions. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 93, p. 545-562.
- HERVE, M. 1987. Movimiento normal de la falla Paposo, Zona de Falla Atacama, en el Mioceno Chile. *Revista Geológica de Chile*, No. 31, p. 31-36. Este volumen.
- MARTINEZ, R. 1979. Hallazgo de foraminíferos miocénicos cerca de Puerto Aldea, Bahía de Tongoy, Provincia de Coquimbo, Chile. *Revista Geológica de Chile*, No. 8, p. 65-78.
- MERCADO, M. 1978a. Geología de la Cordillera de la Costa entre Chañaral y Caldera, Región de Atacama. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile, No. 27, 15 p.
- MERCADO, M. 1978b. Avance geológico de las Hojas Chañaral y Potrerillos, Región de Atacama. Instituto de Investigaciones Geológicas, Mapas Geológicos Preliminares de Chile, No. 2, 24 p.
- MORTIMER, C. 1973. The Cenozoic history of the southern Atacama Desert, Chile. *Geological Society of London, Journal*, Vol. 129, Part 5, p. 505-526.
- NARANJO, J.A. 1978. Geología de la zona interior de la Cordillera de la Costa entre los 26°00' y 26°20'S, Región de Atacama. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile, No. 34, 46 p.
- NARANJO, J.A.; PASKOFF, R. 1980. Evolución geomorfológica del Desierto de Atacama entre los 26° y 33° latitud sur; revisión cronológica. *Revista Geológica de Chile*, No. 10, p. 85-89.
- NARANJO, J.A.; PASKOFF, R. 1982. Estratigrafía de las unidades sedimentarias cenozoicas de la cuenca del río Loa, en la Pampa del Tamarugal, Región de Antofagasta, Chile. *Revista Geológica de Chile*, No. 15, p. 49-57.
- NARANJO, J.A.; HERVE, F.; PRIETO, X.; MUNIZAGA, F. 1984. Actividad cretácica de la falla Atacama al este de Chañaral: milonitización y plutonismo. *Comunicaciones*, No. 34, p. 57-66.
- NARANJO, J.A.; PUIG, A. 1984. Geología de las Hojas Taltal y Chañaral, Regiones de Antofagasta y Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Nos. 62 y 63, 140 p.
- NARANJO, J.A.; PASKOFF, R. 1985. Evolución cenozoica

- del piedemonte andino en la Pampa del Tamarugal, Norte de Chile (18-21°S). *In* Congreso Geológico Chileno, No. 4, Actas, Vol. 4, p. 149-165. Antofagasta, Chile.
- SEPULVEDA, P.; NARANJO, J.A. 1982. Geología de la Hoya Carrera Pinto, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, No. 53, 60 p.
- SILLITOE, R.H.; MORTIMER, C.; CLARK, A.H. 1968. A chronology of landform evolution and supergene mineral alteration, Southern Atacama Desert, Chile. Institute of Mining and Metallurgy, Transactions, Section B, Vol. 77, p. 166-169.
- St. AMAND, P.; ALLEN, C.R. 1960. Strike-slip faulting in Northern Chile. Geological Society of America, Bulletin [Abstract], Vol. 71, p. 1965.
- UYEDA, S. 1983. Comparative Subductology. Episodes, Vol. 1983, No. 2, p. 19-24.