

LA MEGAFALLA TUCUCARO EN EL EXTREMO SUR DEL SALAR DE ATACAMA: UNA ANTIGUA ZONA DE CIZALLE REACTIVADA EN EL CENOZOICO.

HANS NIEMEYER R.

Departamento de Geociencias, Universidad del Norte, Casilla 1280, Antofagasta.

RESUMEN

Se ha mapeado a escala aproximada 1:35.000 la Falla Tucúcaro (F.T.), que se extiende al oeste de la quebrada homónima en el extremo sur del Salar de Atacama. Posee un rumbo norte-sur y pone en contacto dos bloques de geología diferente: en el bloque occidental afloran rocas del Paleozoico inferior. En tanto que en el bloque oriental se exponen rocas del Paleozoico medio a Cenozoico Superior. Se caracteriza por una franja de brechas y cataclitas, además de un escarpe de 20 a 40 m que mira hacia el este. Corresponde a una antigua zona de cizalle originada probablemente en el Paleozoico, que ha sido reactivada entre el Mioceno Superior y el Plioceno Inferior, con desplazamiento mínimo inverso de 2000 a 3000 m. También registra actividad inversa durante el Cuaternario. La F.T. se sitúa en un ambiente tectónico de transición entre los relieves altos de la Puna y las depresiones del Salar de Atacama-Pampa Agua Colorada-Salar de Punta Negra, donde se habrían dado las condiciones reológicas favorables para un cizalle compresivo, que explicaría la presencia de esta falla inversa.

ABSTRACT

The Tucúcaro Fault (F.T.) was recognized during a geological mapping in the Quebrada Tucúcaro area. in the southern part of Salar de Atacama. It strikes north-south and separates two blocks of different geology: in the western block, outcrops of Paleozoic rocks are known, and in the eastern block, rocks which range between the Middle Paleozoic and Late Cenozoic are exposed. It consists of a cataclastic band that presents an east looking scarpment of 20 to 40 m high. Probably the cataclastic band was formed during the Paleozoic time, and was successively reactivated during Upper Miocene-Early Pliocene and in the Pleistocene, with minimal vertical off-set estimated in 2000 to 3000 m. The F.T. is located in a transitional tectonic environment between the high relief of the Puna and those depressed of Salar de Atacama-Pampa Agua Colorada-Salar de Punta Negra. There it would be done the necessary shear conditions which explain the existence of this thrust fault.

INTRODUCCION

Durante el mes de Mayo de 1983, con ocasión del Curso de Geología de Campo II de la Carrera de Geología de la Universidad del Norte, se mapeó a escala aproximada 1:35.000 el área de la Quebrada del Tucúcaro, en el extremo sur del Salar de Atacama (Fig. 1).

En el mencionado sector se observa la traza de una falla (Falla Tucúcaro: F.T.) que, con dirección norte sur corre en forma más o menos paralela y a una distancia variable entre 2 y 5 km, en el borde occidental de esa quebrada. Esta falla involucra diferentes terrenos, que en edad se extienden entre el Paleozoico inferior y el Cuaternario. Los terre-

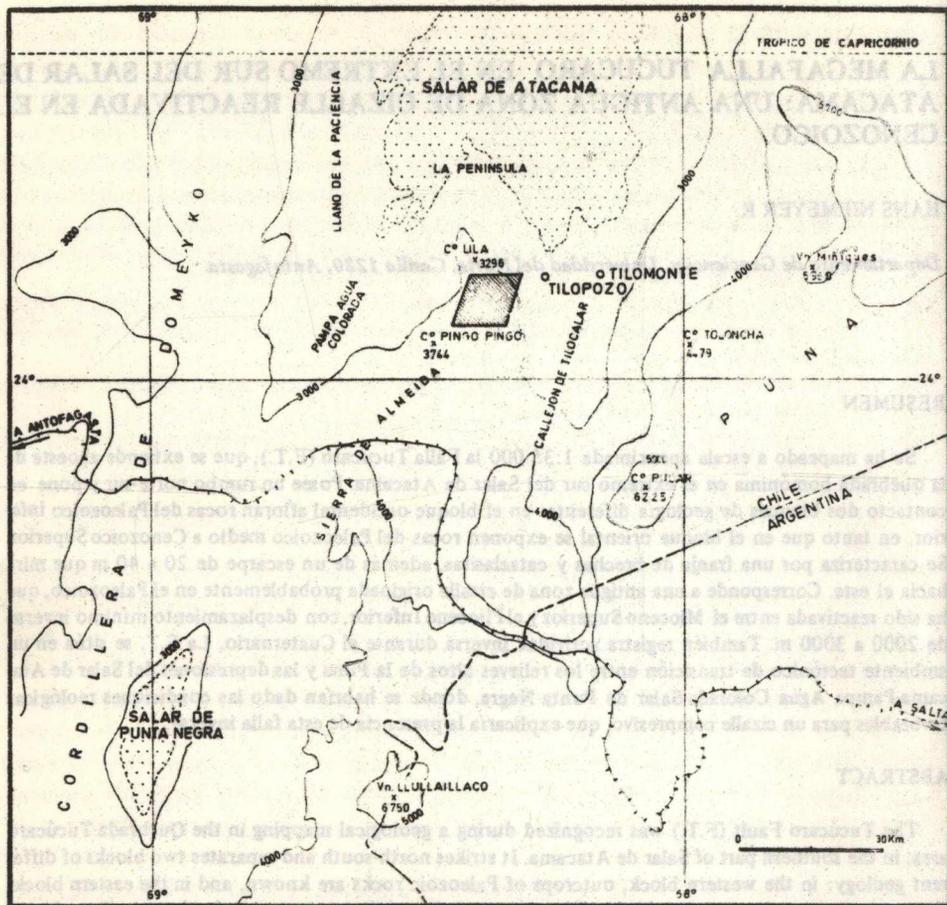


Fig. 1. Mapa de ubicación del área de Quebrada del Tucúcaro.

nos paleozoicos presentan la mayor extensión areal (Fig. 2) y se agrupan en las siguientes unidades: Complejo sedimentario-volcánico-plutónico del Cordón de Lila (Ordovícico?), Plutón Pingo-Pingo y Plutón Tucúcaro (Ordovícico Superior-Silúrico Inferior; Mpodozis *et al.*, 1983), y Formación Cerro la Quilla (= Formación Lila; Moraga *et al.*, 1974; Ramirez y Gardewed, 1982; Cecioni, 1982). Penetrando a estas rocas se observa una serie de filones andesíticos, de posible edad triásica. Sobre todas las unidades mencionadas se disponen, mediante posible discordancia angular, las andesitas de los Estratos de Cerro Negro de la Quebrada del Tucúcaro adscritas, provisionalmente al Triásico (Alvarez *et al.*, 1983).

En el área examinada falta característicamente el registro jurásico y cretácico. En efecto, sobreyaciendo discordantemente al conjunto de rocas antes descrito, se observan las sedimentitas oligocenas a miocenas de la Formación San Pedro (Ramirez y Gardeweg, *op. cit.*), y sobre éstas se extienden a su vez, con discordancia angular, tobas dacíticas y riolíticas perteneciente a la Ignimbrita Tucúcaro, cuya edad pliocena ha sido precisada radiométricamente por el método K-Ar (Gardeweg y Ramirez, 1982). En forma pseudo-con-

cordante sobre la ignimbrita Tucúcaro, se dispone un manto de depósitos aluviales aterrazados de probable edad plio-pleistocena. Los depósitos más modernos que afloran en el área, están constituidos por conos aluviales rellenando el fondo de las quebradas que se asignan al Holoceno.

En este trabajo se analizan los antecedentes geológicos relativos a la F.T. y se infieren sus diferentes etapas de movimiento. Representa una contribución al Proyecto N° 202 "Megafallas en Subamérica", adscrito al P.I.C.G.

LA FALLA TUCUCARO (F.T.)

La F.T. es particularmente notoria tanto en terreno como en fotos aéreas, debido a que presenta un escarpe que mira hacia el oriente, con un salto de 20 a 40 m. Dicho escarpe divide el área estudiada en dos dominios de relieves contrapuestos: El cordón de Lila al oeste, y la Quebrada del Tucúcaro al este.

El Cordón de Lila está formado por cerros de mediana altura (Cerro Lila, 3291 m; Cerro del Viento, 3412 m; Cerro Alto 3626 m), donde se exponen las rocas del Complejo sedimentario-volcánico-plutónico del Cordón de Lila y el Plutón Pingo-Pingo (Fig. 2). Las rocas más modernas que afloran en ese cordón son los filones andesíticos y las tobas de la Ignimbrita Tucúcaro.

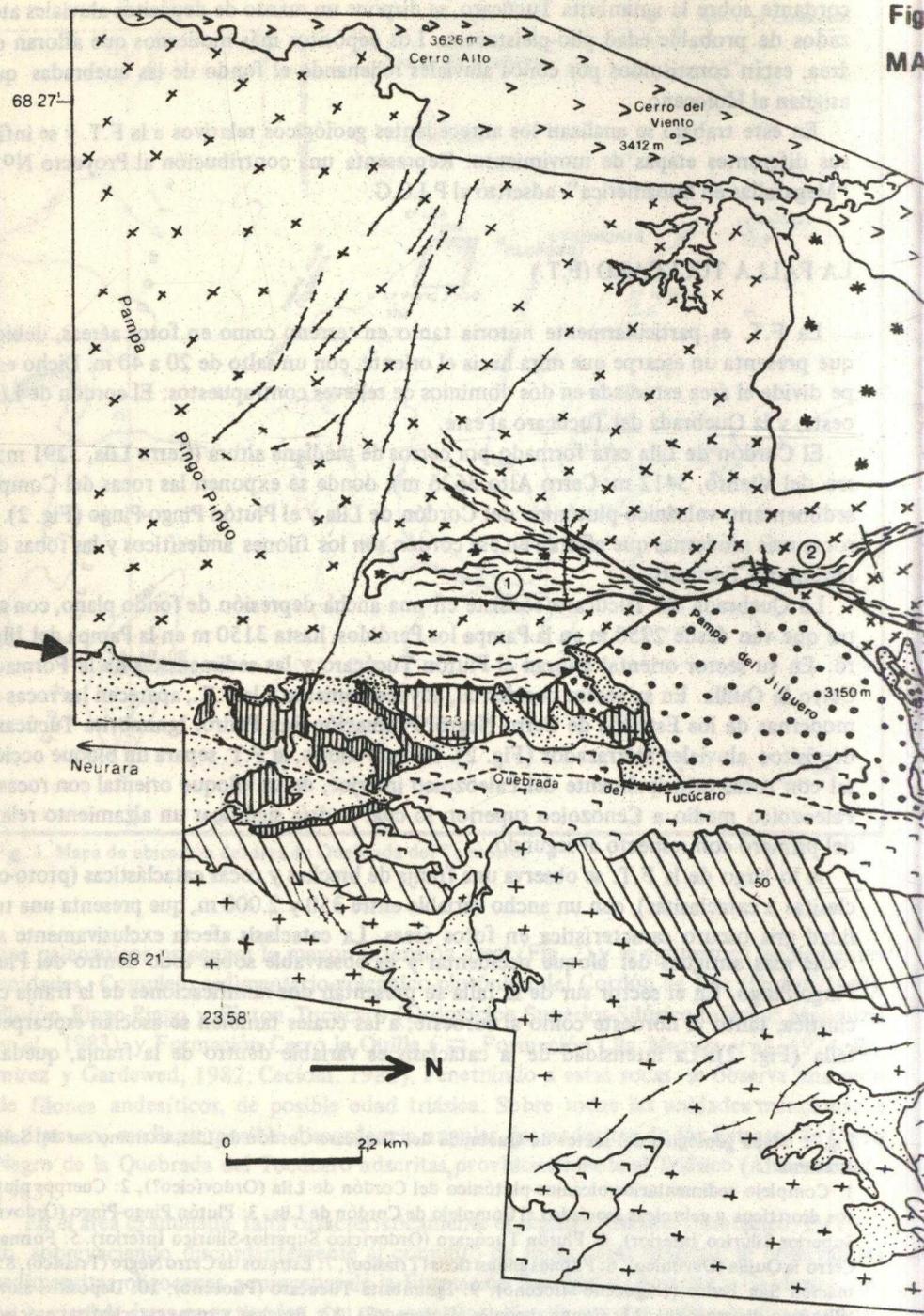
La Quebrada del Tucúcaro consiste en una ancha depresión de fondo plano, con alturas que van desde 2750 m en la Pampa los Perdidos, hasta 3150 m en la Pampa del Jilguero. En su sector oriental afloran el Plutón Tucúcaro y las sedimentitas de la Formación Cerro la Quilla. En su sector occidental, adyacentemente a la F.T., aparecen las rocas más modernas de los Estratos de Cerro Negro, Formación San Pedro, Ignimbrita Tucúcaro y depósitos aluviales aterrazados (Fig. 2). De este modo, la F.T. separa un bloque occidental con rocas principalmente del Paleozoico inferior, de un bloque oriental con rocas del Paleozoico medio a Cenozoico superior. lo cual podría significar un alzamiento relativo del primero con respecto al segundo.

A lo largo de la F.T. se observa una franja de brechas y rocas cataclásticas (proto-cataclasitas a cataclasitas), con un ancho variable entre 350 y 2.000 m, que presenta una tonalidad gris oscuro característica en fotos áreas. La cataclasis afecta exclusivamente a las rocas más antiguas del bloque occidental y es observable sobre todo dentro del Plutón Pingo-Pingo. En el sector sur de la falla se presentan dos ramificaciones de la franja cataclástica, tanto al noroeste como al suroeste, a las cuales también se asocian esparpes de falla (Fig. 2). La intensidad de la cataclasis es variable dentro de la franja, quedando

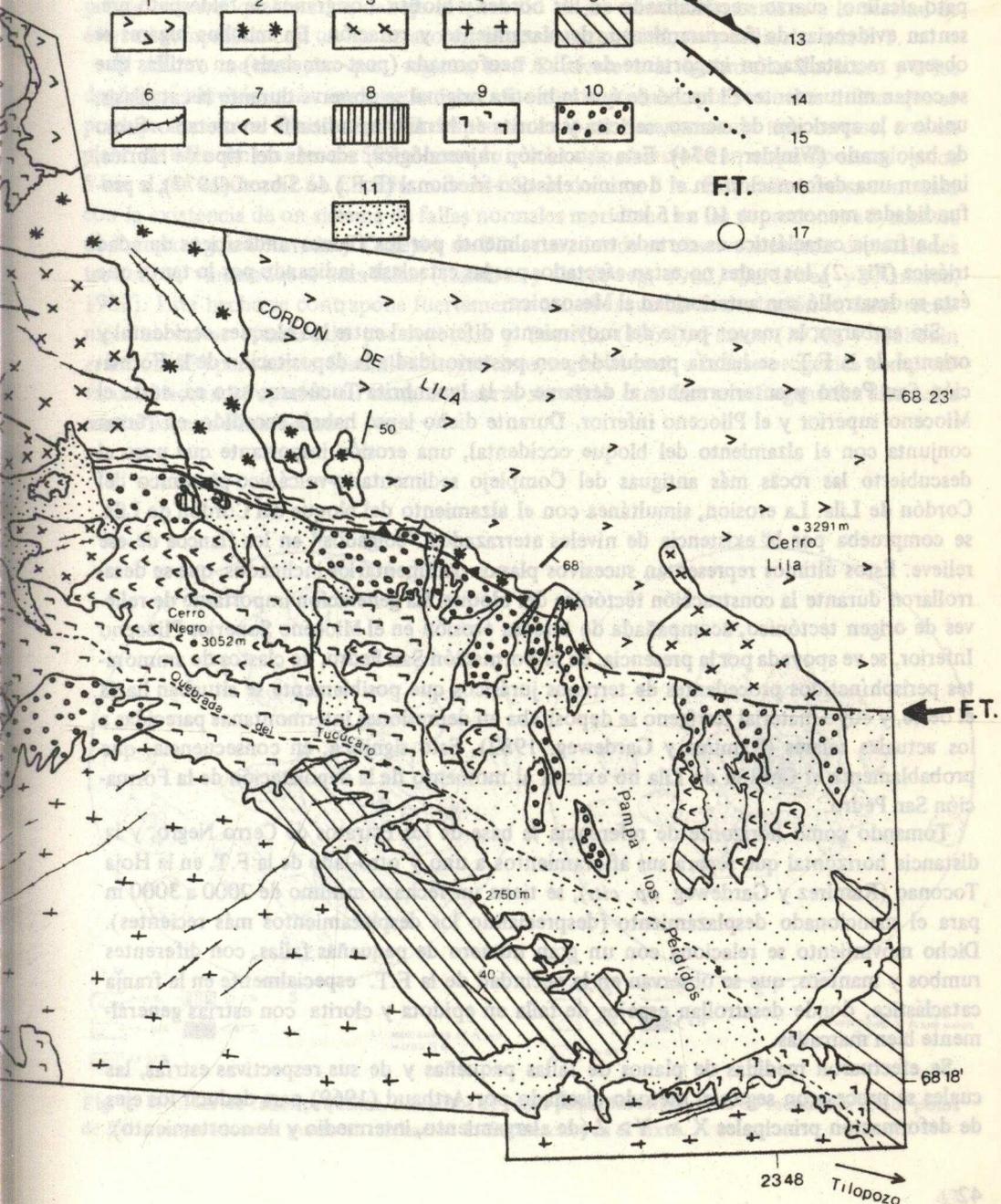
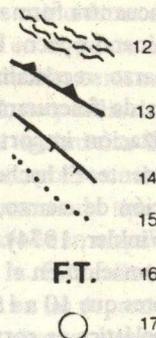
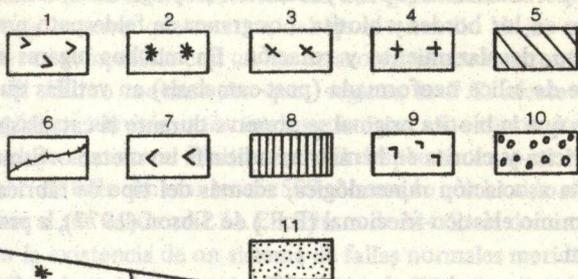
Fig. 2. Mapa geológico del sector de Quebrada del Tucúcaro-Cordón de Lila, extremo sur del Salar de Atacama.

1: Complejo sedimentario-volcánico-plutónico del Cordón de Lila (Ordovícico?), 2: Cuerpos plutónicos dioríticos y gabroicas asociados al Complejo de Cordón de Lila, 3: Plutón Pingo-Pingo (Ordovícico Superior-Silúrico Inferior), 4: Plutón Tucúcaro (Ordovícico Superior-Silúrico Inferior), 5: Formación Cerro la Quilla (Devónico), 6: Filones andesíticos (Triásico), 7: Estratos de Cerro Negro (Triásico), 8: Formación San Pedro (Oligoceno-Mioceno), 9: Ignimbrita Tucúcaro (Plioceno), 10: Depósitos aluviales (Plioceno-Pleistoceno), 11: Conos aluviales (Holoceno?), 12: Brechas y rocas cataclásticas asociadas a la Falla Tucúcaro, 13: Falla inversa, 14: Escarpe de falla, 15: Falla inversa cubierta por aluvios, 16: Traza de la Falla Tucúcaro, 17: Puntos de mediación de planos de fallas pequeñas.

Fig
MA



GEOLÓGICO DEL SECTOR DE QUEBRADA DEL TUCUCARO - CORDON DE LILA



algunos sectores de 10 a 50 m con escaso grado de fracturamiento, englobados por sectores estrechos con gran intensidad de fracturamiento, en los cuales dominan los planos de cizalle paralelos al rumbo de la F.T. e inclinaciones de 60° a 90° tanto al oeste como al este.

En los sectores más intensamente cataclastizados, la matriz puede alcanzar un 70 % de la roca y se encuentra formada por cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino, biotita, clorita, sericita y mineral opaco. Los porfiroclastos (30 %) consisten en plagioclasa, feldespato alcalino, cuarzo recristalizado en los bordes y biotita. Los granos de feldespato presentan evidencias de fracturamiento, desplazamiento y rotación. En muchos lugares se observa recristalización importante de sílice neoformada (post-cataclasis) en vetillas que se cortan mutuamente. El hecho de que la biotita original se preserve durante la cataclasis, unido a la aparición de cuarzo, sericita y clorita en la matriz, indicaría un metamorfismo de bajo grado (Winkler, 1974). Esta asociación mineralógica, además del tipo de fábrica, indican una deformación en el dominio elástico-friccional (E.F.) de Sibson (1977), a profundidades menores que 10 a 15 km.

La franja cataclástica es cortada transversalmente por los filones andesíticos de edad triásica (Fig. 2), los cuales no están afectados por las cataclasis, indicando por lo tanto que ésta se desarrolló con anterioridad al Mesozoico.

Sin embargo, la mayor parte del movimiento diferencial entre los bloques occidental y oriental de la F.T. se habría producido con posterioridad a la depositación de la Formación San Pedro y anteriormente al derrame de la Ignimbrita Tucúcaro; esto es, entre el Mioceno superior y el Plioceno inferior. Durante dicho lapso habría sucedido, en forma conjunta con el alzamiento del bloque occidental, una erosión importante que puso al descubierto las rocas más antiguas del Complejo sedimentario-volcánico-plutónico del Cordón de Lila. La erosión, simultánea con el alzamiento del bloque del Cordón de Lila, se comprueba por la existencia de niveles aterrazados "colgados" en los flancos de ese relieve. Estos últimos representan sucesivos planos pedimentarios inclinados, que se desarrollaron durante la construcción tectónica del bloque. La generación importante de relieves de origen tectónico, acompañada de intensa erosión en el Mioceno Superior-Plioceno Inferior, se ve apoyada por la presencia, en la Formación San Pedro, de clastos de ammonites perisphinctidos procedentes de terrenos jurásicos que posiblemente se situaban hacia el oeste, y cuyo material terrígeno se depositaba en depresiones intermontanas parecidas a los actuales salares (Ramírez y Gardeweg, 1982). Esto significa, en consecuencia, que probablemente el Cordón de Lila no existía al momento de la depositación de la Formación San Pedro.

Tomando como horizonte de referencia la base de los Estratos de Cerro Negro, y la distancia horizontal que separa sus afloramientos a uno y otro lado de la F.T. en la Hoja Toconao (Ramírez y Gardeweg *op. cit.*), se tiene un rechazo mínimo de 2000 a 3000 m para el mencionado desplazamiento (despreciando los desplazamientos más recientes). Dicho movimiento se relaciona con un gran número de pequeñas fallas, con diferentes rumbos y manteos, que se observan en la vecindad de la F.T. especialmente en la franja cataclástica, donde desarrollan espejos de falla en epidota y clorita con estrías generalmente bien marcadas.

Se efectuaron medidas de planos de fallas pequeñas y de sus respectivas estrías, las cuales se procesaron según el método diseñado por Arthaud (1969) para deducir los ejes de deformación principales $X > Y > Z$ (de alargamiento, intermedio y de acortamiento),

en un población de fallas medida al azar. Los puntos de medición se indican respectivamente con los número 1 y 2 en la Fig. 2. En el punto 1, la distribución de los polos π -M sugiere la presencia de dos guirnalda que se cortan cerca de la vertical, definiendo así una de las direcciones principales de deformación (Fig. 3a). En el punto 2, los polos π -M se concentran cerca del centro de la red sin definir claramente una guirnalda (Fig. 3b). La gran concentración de polos π -M en este último punto, coincidente en forma aproximada con la intersección de las dos guirnalda obtenidas en el punto anterior, indican probablemente que se trata del eje intermedio Y. La orientación cercana a la vertical de éste es compatible con un eje de acortamiento horizontal X, perpendicular a la F.T.

El último movimiento que registra la F.T. afecta a la Ignimbrita Tucúcaro y a los depósitos aluviales aterrazados, pero no a los conos aluviales, por lo cual se infiere que se produjo durante el Pleistoceno. El desplazamiento es claramente de tipo inverso, con un plano de falla con manteo de 50° al oeste, lo que ha sido observado en un punto situado unos 5 km al sur del Cerro Lila. El rechazo de la falla es de unos 3 m. Esta falla inversa contrasta con la existencia de un sistema de fallas normales meridiano en las depresiones adyacentes de Pampa Agua Colorada y Callejón de Tilocalar, donde se observa una serie de escalones tectónicos vinculados a esas fallas (Ramirez y Gardeweg, 1982, Gardeweg y Ramirez, 1982). Este hecho se contrapone fuertemente con el esquema de evolución en fases tectónicas sucesivas establecido por Aubouin y Borrello (1966), Frutos (1970) y Aubouin *et al.* (1973) para los Andes chileno-argentinos, según el cual, a la fase orogénica compresiva del Mioceno Superior o Pontiana, habría sucedido otra fase morfo-genética distensiva en el Plioceno-Pleistoceno.

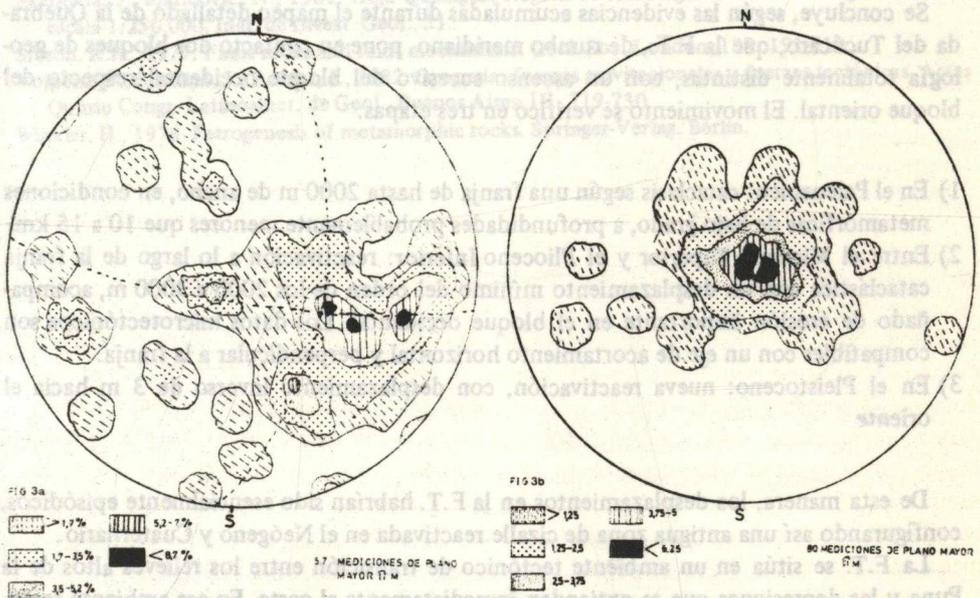


Fig. 3. Medidas de fallas pequeñas. 3a: polos de fallas pequeñas en el punto de mediación 1; 3b: polos de fallas pequeñas en el punto de mediación 2. Explicación en el texto.

La proximidad de fallas inversas y normales contemporáneas implica diferencias locales en el campo de distribución de los esfuerzos. Al respecto, Dalmayrac y Molnar (1981) señalan igualmente una coexistencia de fallas compresivas y distensivas en los Andes del Perú. Según estos autores la distribución de los esfuerzos sería diferente al pasar de los relieves altos (esfuerzos distensivos) a los relieves deprimidos (esfuerzos compresivos). Esta diferencia en la distribución de los esfuerzos se debería a fuerzas ligadas con la mayor flotabilidad de la corteza en los relieves altos respecto de los relieves bajos, lo cual originaría esfuerzos de cizalle en la zona de transición. El planteamiento teórico de Dalmayrac y Molnar concuerda plenamente con las observaciones de Volponi *et al.* (1982), quienes verificaron que durante el terremoto de Caucete en la Argentina (23 de Noviembre de 1977), habrían predominado las fuerzas tangenciales sobre las fuerzas gravitacionales o isostáticas.

La situación descrita por Dalmayrac y Molnar (*op. cit.*) es también aplicable al desplazamiento cuaternario de la F.T., la cual se ubica justamente en la zona intermedia entre los relieves altos de la Puna y la depresión formada por el Salar de Atacama, la Pampa Agua Colorada y el Salar de Punta Negra (Fig. 1), aunque se esperaría una vergencia más bien hacia el oeste de la falla en vez de la vergencia este observada.

Finalmente, debe señalarse que la F.T. no es la única falla cuaternaria que tiene desplazamiento inverso en el borde de la Puna, como lo demuestra una falla mapeada por Ramirez y Gardeweg (*op. cit.*) al este de Toconao. Otra falla de gran magnitud y con probable desplazamiento plio-cuaternario es la Falla de Arcas, que limita el bloque puneño con la Pampa del Tamarugal (Skarmeta y Marinovic, 1981), al norte de Chuquicamata.

CONCLUSIONES

Se concluye, según las evidencias acumuladas durante el mapeo detallado de la Quebrada del Tucúcaro, que la F.T., de rumbo meridiano, pone en contacto dos bloques de geología totalmente distintas, con un ascenso sucesivo del bloque occidental respecto del bloque oriental. El movimiento se verificó en tres etapas:

- 1) En el Paleozoico: cataclasis según una franja de hasta 2000 m de ancho, en condiciones metamórficas de bajo grado, a profundidades probablemente menores que 10 a 15 km.
- 2) Entre el Mioceno Superior y el Plioceno Inferior: reactivación a lo largo de la franja cataclástica con un desplazamiento mínimo del orden de los 2000 a 3000 m, acompañado de erosión importante en el bloque occidental. Los datos microtectónicos son compatibles con un eje de acortamiento horizontal y perpendicular a la franja.
- 3) En el Pleistoceno: nueva reactivación, con desplazamiento inverso de 3 m hacia el oriente

De esta manera, los desplazamientos en la F.T. habrían sido esencialmente episódicos, configurando así una antigua zona de cizalle reactivada en el Neógeno y Cuaternario.

La F.T. se sitúa en un ambiente tectónico de transición entre los relieves altos de la Puna y las depresiones que se extienden inmediatamente al oeste. En ese ambiente tectónico se darían las condiciones de cizalle necesarias para la aparición de fallas inversas como la que se describe en este trabajo.

REFERENCIAS

- Alvarez, L., Arrieta, M., Calderón, P., Cruz, N., Rojas, N., Orquera, W., Toro, J.C., Urzúa, F., Vega, M., Zamora, E., inédito, Geología del área del Cordón de Lila, ubicado entre los $23^{\circ} 48'$ - $23^{\circ} 59'$ de latitud sur y los $68^{\circ} 17'$ - $68^{\circ} 27'$ de longitud oeste. II Región de Antofagasta, Chile. Informe del Curso de Geología de Campo II - 1983, Departamento de Geociencias - Universidad del Norte, Antofagasta.
- Aubouin, J., Borrello, A.V., 1966. Chaînes andines et chaînes alpines: regard sur la géologie de la Cordillère des Andes au parallèle de l'Argentine moyenne. Bull. Soc. Géol. Fr. (7), VIII: 1050-1070.
- Aubouin, J., Borrello, A., Cecioni G., Charrier, R., Chotin, P., Frutos, J., Thiele, R. y Vicente, J.C., 1973. Esquisse paléogéographique et structurale del Andes méridionales. Rev. Geogr. Phy. et de Géol. Dyn. (2), XV: 11-72.
- Arthaud F., 1969. Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. Bull. Soc. Géol. Fr., (7), XI: 729-737.
- Cecioni, A., 1982. El Devónico Inferior de la Formación Lila, Región de Antofagasta, Chile. Actas Tercer Congr. Geol. Chileno, Concepción, III F160-F178.
- Dalmayrac B. Molnar, P., 1981 Parallel thrust and normal faulting in Peru and constraints on the state of stress. Earth and Planet. Sc., Letters, 55: 473-481.
- Frutos, J., 1970. Ciclos tectónicos sucesivos y direcciones estructurales sobreimpuestas en los Andes del Norte Grande de Chile. Simposio del Manto Superior, Buenos Aires. II: 473-483.
- Gardeweg, M., Ramirez, C.F., 1982. Geología de los volcanes del Callejón de Tilocalar, Cordillera de los Andes, Antofagasta. Actas Tercer Congr. Geol. Chileno, Concepción, I: A111-A123.
- Moraga, A., Chong, G., Forst, M.A., Henríquez, H., 1974. Estudio geológico del Salar de Atacama, Provincia de Antofagasta. Bol. Inst. Invest. Geol., 29: 1-56.
- Mpodozis, C., Hervé, F., Davidson, J., Rivano, S., 1983. Los granitoides de Cerros de Lila, manifestaciones de un episodio intrusivo y termal de Paleozoico Inferior en los Andes del Norte de Chile. Rev. Geol. de Chile, 18: 3-14.
- Ramirez, C.F., Gardeweg, M., 1982. Hoja Toconao, Región de Antofagasta. Carta Geológica de Chile, escala 1:250.000. Serv. Nac. de Geol. y Min., 54.
- Skarmeta, J., Marinovic, N., 1981. Hoja Quillagua, Región de Antofagasta. Carta Geológica de Chile, escala 1:250.000. Inst. de Invest. Geol., 51.
- Sibson, R.H., 1977. Fault rocks and fault mechanisms. Geol. Soc. London, 133: 191-213.
- Volponi, F., Sistema, J., Robles, J., 1982. Orogenia: fuerzas gravitacionales y fuerzas tectónicas. Actas Quinto Congr. Latinoamer. de Geol., Buenos Aires, III: 719-730.
- Winkler, H., 1976. Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer-Verlag, Berlin.