

UNA ZONA DE FALLA ACTIVA DESDE EL PALEZOICO INFERIOR HASTA EL NEOGENO EN QUEBRADA SAMA, AL NORTE DE CHUQUICAMATA. REGION DE ANTOFAGASTA.

Angel
A. AGUILAR C., H. NIEMEYER R.

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

RESUMEN

Se da a conocer la existencia de una antigua zona de falla (Zona de falla Cortadera-Coipuno: (Z.F.C.C.) de rumbo nor-noreste, emplazada en rocas de probable edad precámbrica y paleozoica del complejo metamórfico-plutónico de Quebrada Sama (Complejo Sama), 100 Km al norte del mineral de Chuquicamata. Las observaciones de terreno indican que la historia de la actividad en esta zona de falla se desarrolló por lo menos desde el Paleozoico inferior, en condiciones de cizalle dúctil y en forma más o menos sincrónica con el plutonismo, la deformación y los procesos migmatíticos de dicho complejo. Además, se ha comprobado que la Z.F.C.C. se reactivó entre el Jurásico Superior y el Neógeno.

Se sugiere que una serie de fallas nuevas ubicadas en el territorio comprendido entre los yacimientos de Quebrada Blanca y Chuquicamata, se encontrarían controladas en profundidad por zonas de falla más antiguas, del mismo tipo que la examinada en esta contribución. Así, estas fallas, que constituyen importantes metalotectos, serían la expresión superficial de antiguas zonas de cizalle reactivadas.

ABSTRACT

The aim of this contribution is to provide evidences about the history of displacement of an ancient fault zone (the Cortadera Coipuno Fault zone: Z.F.C.C.), which strikes north-northeast in the precambrian to paleozoic metamorphic plutonic Complex of Sama (Sama Complex), 100 Km to the north of Chuquicamata mine. Field observations indicate that deformation along this fault zone took place in ductile shear conditions and that it was active, at least, since Early Paleozoic times. Displacements occurred, in part, contemporaneously with plutonism, deformation and migmatitic processes in the Sama Complex. It was also proved that the Z.F.C.C. has suffered a reactivation between the Upper Jurassic and the Neogene.

It is suggested that the existence of a number of modern faults between Quebrada Blanca and Chuquicamata deposits, could be controlled in depth by ancient fault zones like those described here. According to this, these faults which are important metalotectic structures, may represent the expression of ancient deep seated fault zones, reactivated in shallower structural levels.

INTRODUCCION

Los autores han tenido oportunidad de examinar recientemente la geología de la parte occidental del Cuadrángulo Cerro Yocas, ubicado al norte de Chuquicamata, dentro del territorio comprendido entre las nacientes del Río Loa y la Pampa del Tamarugal (Fig. 1).

Contribución al Proyecto PICG Nº 202, Megafallas de Sud América.

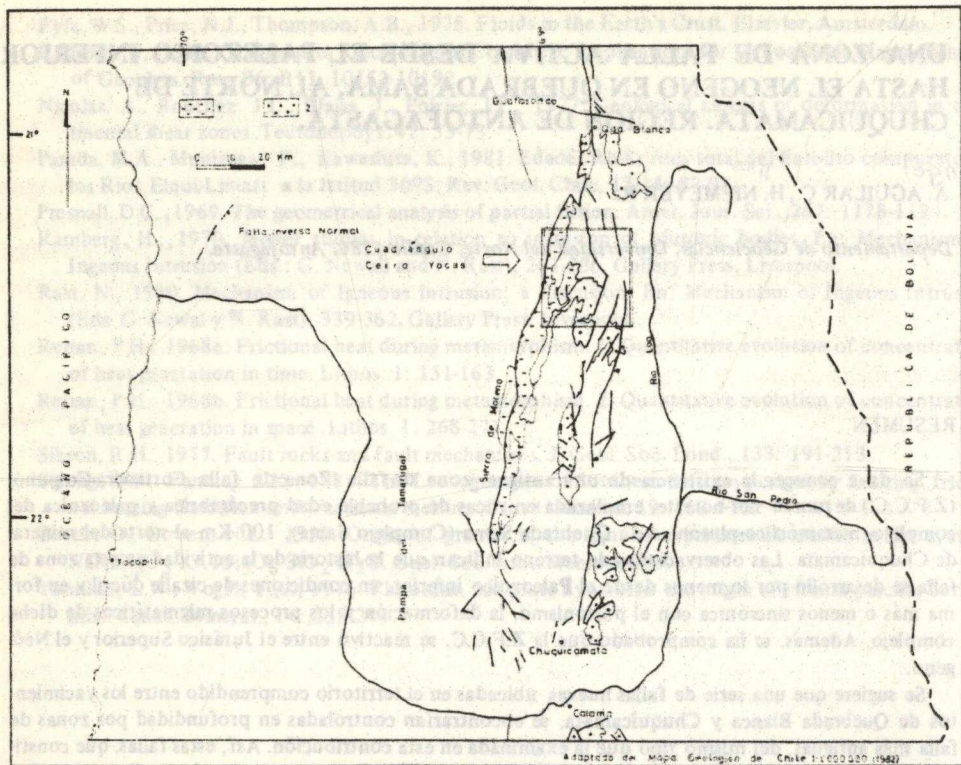


Fig. 1. Franja de afloramientos pre-mesozoicos entre Guatacondo y el extremo sur de la Sierra de Moreno, mostrando la ubicación del Cuadrángulo Cerro Yocas.

1: Rocas metamórficas. 2: Rocas plutónicas.

En este sector se ha reconocido una antigua zona de falla de orientación submeridiana, que presenta evidencias de actividad desde por lo menos el Paleozoico inferior, la que, por aflorar entre las quebradas homónimas, será denominada Zona de falla Cortadera-Coipuno (Z.F.C.C.) (Fig. 3).

La zona de falla consiste en rocas intensamente deformadas, emplazadas dentro de un complejo de rocas metamórficas y plutónicas, con las que se relaciona genéticamente. Dicho complejo posee, por lo menos en parte, una edad probablemente precámbrica y, por presentarse típicamente expuesto en las inmediaciones de la Quebrada Sama, se referirá en lo sucesivo como Complejo de Sama.

El propósito de esta comunicación es describir la Z.F.C.C. y señalar sus relaciones genéticas con el Complejo de Sama. Para este efecto, se analizarán primeramente las características litológicas del complejo, poniendo énfasis en las plutonitas, cuyo emplazamiento estuvo fuertemente controlado por la zona de falla. Finalmente, se discuten los efectos que ésta ejerce sobre la cobertura andina.

EL COMPLEJO METAMORFICO-PLUTONICO DE QUEBRADA SAMA COMO "ROCA DE CAJA" DE LA Z.F.C.C.

El Complejo metamórfico-plutónico de Quebrada Sama o Complejo Sama (Fig. 3), forma parte de una angosta faja de afloramientos pre-mesozoicos de orientación sub-meridiana, que se extiende por más de 150 km, entre aproximadamente la Quebrada Guatacondo y el extremo sur de la Sierra de Moreno (Fig. 1). Sus rocas han sido reconocidas por Vergara (1978) al norte de la zona de estudio, quién las denominó Esquistos de Amaculla y Migmatitas de Piscala, y al sur por Maksaev (1978), quién las incluyó dentro de la Formación Challo.

En el sector del Cuadrángulo Cerro Yocas, el Complejo Sama corresponde a un conjunto de rocas metamórficas (esquistos, cuarcitas, rocas sedimentarias calco-silicatadas, anfibolitas y mármoles) con foliación general de rumbo nor-noreste y manteo sub-horizontal a

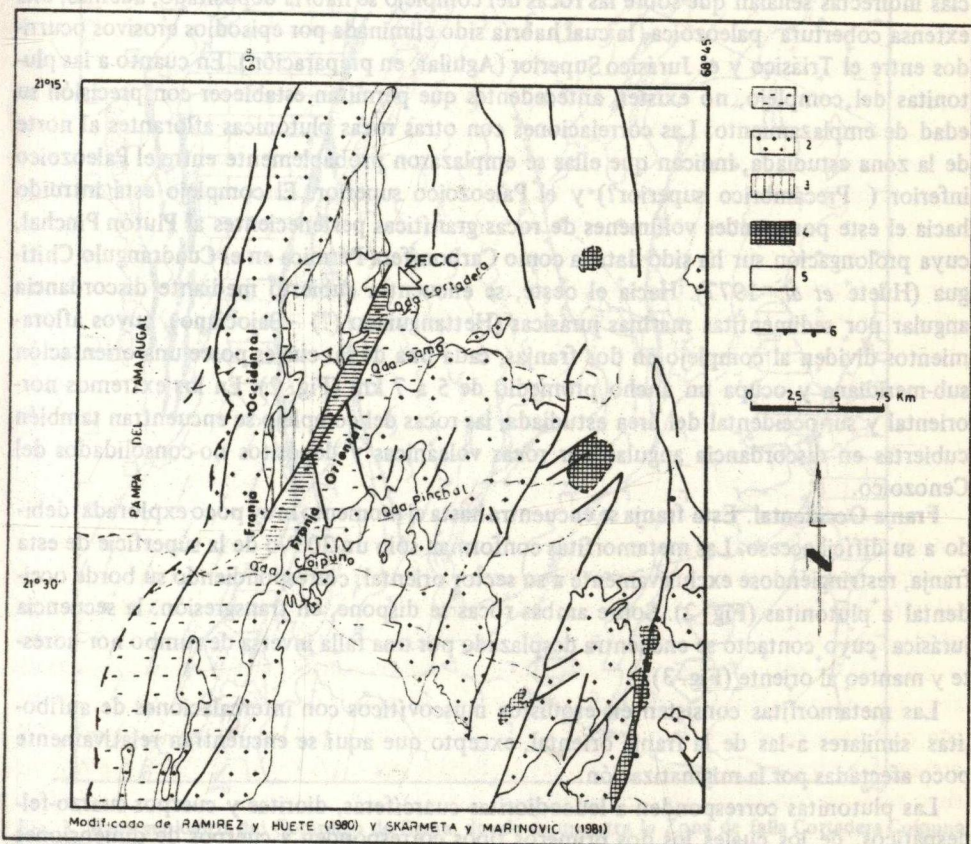


Fig. 2. Distribución de los afloramientos del Complejo de Sama, separados en dos franjas por sedimentitas marinas jurásicas.

1: Rocas metamórficas del Complejo Sama. 2: Granitoides paleozoicos, 3: Sedimentitas marinas jurásicas, 4: Zonas de alteración hidrotermal 5: Rocas cenozoicas, 6: Fallas inversas y normales.

sub-vertical que se encuentran afectadas por un metamorfismo de grado medio y por una migmatización arealmente restringida, que varía en intensidad desde muy leve a muy fuerte, llegando a formar en este último caso esquistos migmatíticos. Integran también el complejo, diversos cuerpos plutónicos de composición granitoídea, además de algunos cuerpos básicos menores.

Una datación de 431 m.a. por el método K-Ar en un intrusivo granítico que penetra a las Migmatitas de Piscala, ha indicado una edad pre-silúrica para las metamorfitas de este complejo (Huete *et al.*, 1977). Más aún, Venegas y Niemeyer (1982) consideraron a las metamorfitas del complejo como formando parte del ciclo Pampeano, sobre la base de comparaciones con rocas precámbricas expuestas tanto en el borde occidental de la Puna (Esquistos de Belén: Pacci *et al.*, 1980) como en su borde oriental (Grupo Lerma de la Cordillera Oriental argentina: Salfity *et al.*, 1975). Este punto de vista se ha visto comprobado recientemente por dataciones radiométricas en zircón de migmatitas procedentes de un área situada al sur de la Quebrada Guatacondo, las cuales arrojaron alrededor de 1000 m.a. (Breitkreutz, comunicación verbal, Octubre de 1983). Por otro lado, algunas evidencias indirectas señalan que sobre las rocas del complejo se habría depositado, además, una extensa cobertura paleozoica, la cual habría sido eliminada por episodios erosivos ocurridos entre el Triásico y el Jurásico Superior (Aguilar, en preparación). En cuanto a las plutonitas del complejo, no existen antecedentes que permitan establecer con precisión su edad de emplazamiento. Las correlaciones con otras rocas plutónicas aflorantes al norte de la zona estudiada, indican que ellas se emplazaron probablemente entre el Paleozoico inferior (Precámbrico superior?) y el Paleozoico superior. El complejo está intruido hacia el este por grandes volúmenes de rocas graníticas pertenecientes al Plutón Pinchal, cuya prolongación sur ha sido datada como Carbonífera-Pérmica en el Cuadrángulo Chitigua (Huete *et al.* 1977). Hacia el oeste, se encuentra cubierto mediante discordancia angular por sedimentitas marinas jurásicas (Hettanguiano (?) -Bajociano), cuyos afloramientos dividen al complejo en dos franjas, cada una de las cuales posee una orientación sub-meridiana y ocupa un ancho promedio de 5 a 7 km (Fig. 2). En los extremos nor-oriental y sur-occidental del área estudiada, las rocas del complejo se encuentran también cubiertas en discordancia angular por rocas volcánicas y depósitos no-consolidados del Cenozoico.

Franja Occidental. Esta franja se encuentra hasta el momento muy poco explorada, debido a su difícil acceso. Las metamorfitas conforman sólo un 30 % de la superficie de esta franja, restringiéndose exclusivamente a su sector oriental, correspondiendo su borde occidental a plutonitas (Fig. 2). Sobre ambas rocas se dispone, en transgresión, la secuencia jurásica cuyo contacto se encuentra desplazado por una falla inversa de rumbo nor-noreste y manteo al oriente (Fig. 3).

Las metamorfitas consisten en esquistos muscovíticos con intercalaciones de anfibolitas similares a las de la franja oriental, excepto que aquí se encuentran relativamente poco afectadas por la migmatización.

Las plutonitas corresponden a leucodioritas cuarcíferas, dioritas y cuerpos cuarzo-feldespáticos, de los cuales los dos primeros tipos corresponden a cuerpos de dimensiones batolíticas y el último a stocks y filones. Las leucodioritas cuarcíferas son de color gris claro verdoso, en parte foliadas, y presentan los efectos de un metamorfismo termal probablemente relacionado con las dioritas que las intruyen. Su mineralogía primaria consiste en plagioclasa, cuarzo, biotita y cantidades muy subordinadas de microclina.

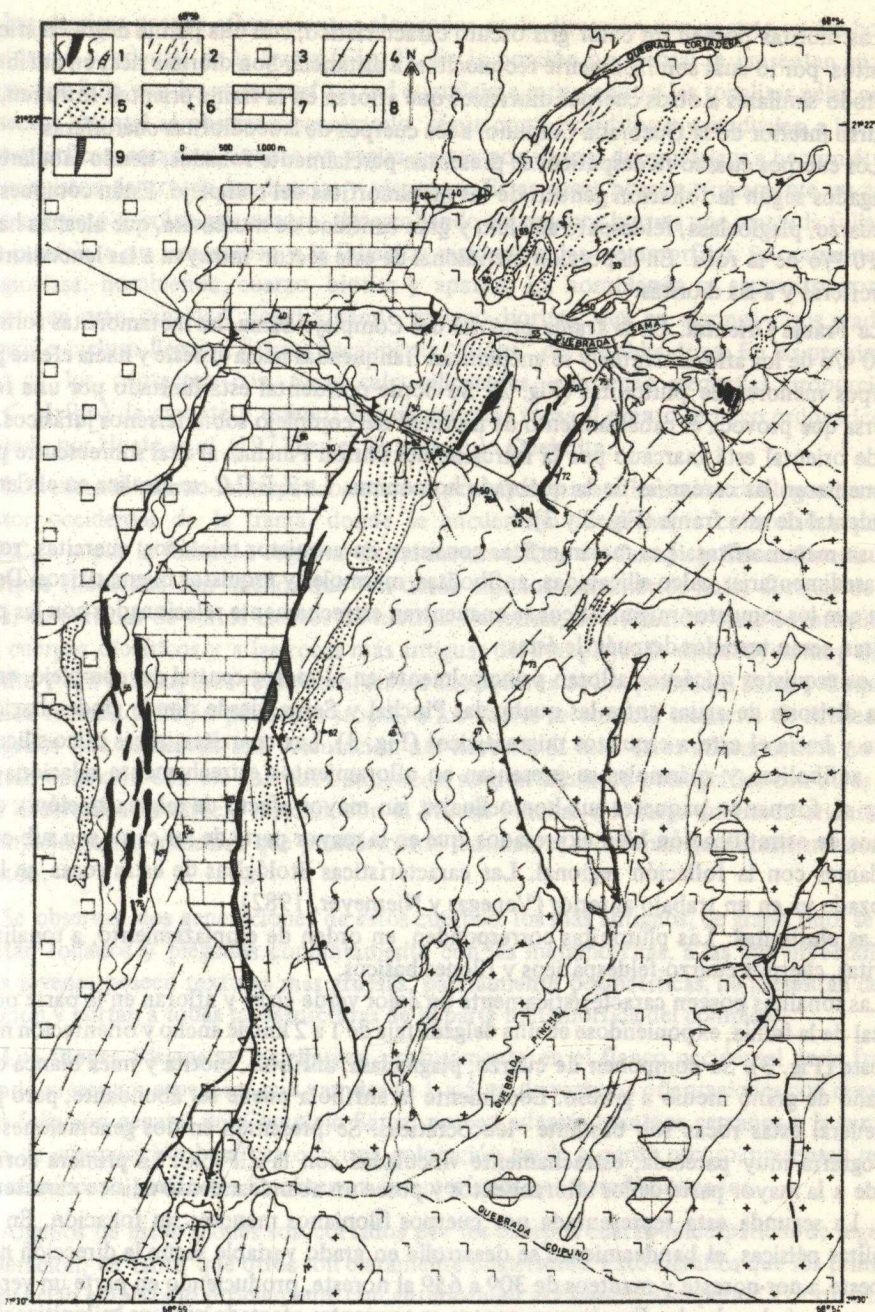


Fig. 3. Mapa geológico del Complejo de Sama, donde se muestra la Zona de falla Cortadera Coipuno (Z.F.C.C.).

1: Esquistos micáceos, cuarcitas, rocas metasedimentarias calco-silicatadas, anfibolitas, mármoles y esquistos migmatíticos 2: Tonalitas néisicas, en parte milonitizadas, 3: Dioritas cuarcíferas, 4: Dioritas. 5: Cuerpos cuarzo-feldespáticos 6: Rocas graníticas del Plutón Pinchal. 7: Sedimentitas marinas jurásicas, 8: Rocas volcánicas y sedimentos no consolidados del Cenozoico, 9: Rocas alteradas.

Las dioritas poseen un color gris oscuro característico, con una pátina negra en afloramientos por lo cual son fácilmente reconocibles a distancia. Son dioritas ricas en anfíbola, del todo similares a otros cuerpos dioríticos que afloran en la franja oriental. Intruyen, en el curso inferior de la Quebrada Coipuno, a los cuerpos de leucodioritas cuarcíferas.

Los cuerpos cuarzo-feldespáticos se presentan parcialmente foliados, siendo tabulares y elongados según la foliación general de las metamorfitas del complejo. Están compuestos de cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino y gran cantidad de muscovita, que alcanza hasta un 10 % de la roca. En la porción meridional de este sector intruyen a las leucodioritas cuarcíferas y a las dioritas.

La Franja Oriental. En la franja oriental del Complejo Sama, las metamorfitas forman el 60 % de los afloramientos y se encuentran flanqueadas hacia el oeste y hacia el este por cuerpos menores de plutonitas (Fig. 2). Su borde occidental está limitado por una falla inversa que provoca el cabalgamiento de las rocas del complejo sobre terrenos jurásicos. El borde oriental está marcado por la intrusión del Plutón Pinchal, al cual sobreescurre parcialmente en las cercanías de la quebrada homónima. La Z.F.C.C. se localiza en el flanco occidental de esta franja (Fig. 2 y 3).

Las metamorfitas: Las metamorfitas consisten en esquistos micáceos, cuarcitas, rocas metasedimentarias calco-silicatadas, anfibolitas, mármoles y esquistos migmatíticos. Debido a que los esquistos migmatíticos se encuentran estrechamente relacionados con las plutonitas, serán tratados después de éstas.

Los esquistos micáceos afloran principalmente en el sector central del complejo, en la zona divisoria de aguas entre las quebradas Pinchal y Sama, desde donde gradan hacia el oeste y hacia el este a esquistos migmatíticos (Fig. 3). Las cuarcitas, rocas calco-silicatadas, anfibolitas y mármoles se presentan en afloramientos estrechamente relacionados entre sí, formando paquetes sub-homoclinales, sin mayor efecto de migmatización y con planos de estratificación bien expresados, que en la mayor parte de los casos son sub-concordantes con la foliación regional. Las características litológicas de estas rocas se han esbozado ya en un trabajo anterior (Venegas y Niemeyer, 1982).

Las plutonitas: Las plutonitas corresponden, en orden de emplazamiento, a tonalitas, dioritas, cuerpos cuarzo-feldespáticos y filones básicos.

Las tonalitas poseen característicamente un color verde claro y afloran en la parte occidental de la franja, exponiéndose en una delgada faja de 1 a 2 km de ancho y orientación noreste (Fig. 3). Se componen de cuarzo, plagioclasa, anfíbola, biotita y mica blanca con tamaño de grano medio a grueso. Localmente la anfíbola puede ser abundante, pero por lo general estas rocas son bastante leucocráticas. Se presentan en dos generaciones de petrografía muy parecida, estrechamente vinculadas con la Z.F.C.C. La primera corresponde a la mayor parte de los afloramientos y posee un bandeamiento néisico característico. La segunda está representada por cuerpos filonianos menores sin foliación. En las tonalitas néisicas el bandeamiento se desarrolla en grado variable según la dirección noreste a nor-noreste y manteos de 30° a 65° al noreste, produciendo en parte un verdadero ortogeis bandeado. En algunos puntos se encuentra afectada por una milonitización importante.

Estas rocas se correlacionan con las leucodioritas cuarcíferas de la franja occidental del Complejo Sama. Hacia el norte son correlacionables tentativamente con granodioritas néisicas reconocidas por Vergara (1978) en la parte occidental de Cuadrángulo Quehuíta, a las cuales este autor asignó una edad pre-ordovícica superior.

Las dioritas poseen afloramientos elongados en la dirección nor-noreste en los bordes occidental y oriental de la franja (Fig. 3). En la porción occidental se presentan en contacto por falla con las metamorfitas del complejo e intruyendo a las tonalitas néisicas. En el sector oriental se observan penetrando, según contactos difusos y graduales, a las rocas metamórficas, caracterizándose en varias partes por jirones decamétricos a hectométricos de esquistos dentro de las dioritas y viceversa. Estas rocas poseen típicamente un grano fino a grueso y color gris oscuro, desarrollando en muchos lugares una marcada foliación sub-paralela a sus contactos y a la foliación regional de las metamorfitas. Se componen de plagioclasa, hornblenda, cuarzo biotita y apatita. La hornblenda se encuentra normalmente en gran cantidad, constituyendo melano-dioritas, que en algunos casos gradan a gabros e incluso llegan a formar localmente "nidos" de hornblenditas. En las proximidades de los contactos con rocas calco-silicatadas, contienen pequeñas proporciones (< 1 o/o) de granate y esfeno. Se asignan estas rocas al evento térmico ordovícico detectado por Huete *et al.* (1977) en el Cuadrángulo Quehuita.

Los cuerpos cuarzo-feldespáticos ocupan principalmente afloramientos elongados en el sector occidental de la franja, donde se encuentran fuertemente controlados por la Z.F.C.C. y por la foliación regional de las metamorfitas del Complejo Sama. Constituyen cuerpos filonianos con anchos que van desde algunos centímetros hasta decenas de metros, en corridas de varios cientos de metros. Penetran, con relación clara de intrusión, a los cuerpos dioríticos y a las rocas más antiguas del complejo. Se distribuyen muy densamente y con sus mayores volúmenes, en los alrededores de las quebradas Sama y Coipuno, donde forman también pequeños stocks, a los cuales se conecta una serie de filones más delgados que conservan una orientación nor-noreste. Si bien estos afloramientos no presentan conexión con los cuerpos batolíticos, su gran similitud petrográfica con otros filones observados en directa relación con el Plutón Pinchal, a lo largo del borde oriental del Complejo Sama, indicaría que posiblemente también se relacionan genéticamente con ese plutón.

Se observan dos generaciones de estos cuerpos: los más antiguos, de grano fino, se presentan foliados y plegados conjuntamente con las metamorfitas, a las que inyectan; los más jóvenes poseen texturas más gruesas, parcialmente pegmatíticas, no presentan deformación y cortan a todas las estructuras de la parte metamórfica del complejo.

Los filones básicos se distribuyen profusamente en el flanco occidental de la franja, donde presentan espesores que van desde 1 a 5 m, de variadas orientaciones con respecto a la foliación general del Complejo Sama, poseen además manteos cercanos a la vertical. Son de composición basáltica con una coloración verde a pardo oscuro, presentan texturas afaníticas a porfíricas. Se observan característicamente anfibolitizados.

Algunos de estos filones son cortados por los cuerpos cuarzo-feldespáticos de segunda generación, en tanto que otros son claramente posteriores. Esto significa que los primeros se habrían emplazado probablemente con anterioridad al Paleozoico superior. Por otro lado, se tiene que la edad mínima de los últimos es pre-jurásica, puesto que no atraviesan sedimentitas de esa edad. En consecuencia, este tipo de filones ocupa un amplio rango estratigráfico entre el Paleozoico Superior y el Triásico.

Los Esquistos Migmatíticos. Los esquistos migmatíticos preferentemente en la franja oriental del Complejo Sama donde se distribuyen respectivamente en sus flancos oeste y

este. En particular, presentan excelente exposición en el sector este, interponiéndose entre las rocas metamórficas y las plutonitas dioríticas del complejo (Fig. 3).

Se descarta, por el momento, un origen anatectico *in situ* para estos esquistos, por no haberse observado asociaciones metamórficas de alto grado, ni tampoco una zonación mineralógica progresiva hacia los sectores de mayor intensidad de migmatización. Al contrario, se plantea como hipótesis de trabajo, que ésta se produjo según tres etapas sucesivas de inyección de líquidos graníticos derivados de los diferentes cuerpos plutónicos que integran el Complejo Sama (exceptuando a los filones básicos).

Las tres etapas se desarrollaron en forma más o menos simultánea con la deformación de las metamorfitas. La primera y la tercera etapas de inyección se encuentran relacionadas con las tonalitas y los cuerpos cuarzo-feldespáticos, respectivamente, y están exclusivamente restringidas a la zona de falla Cortadera-Coipuno. La segunda etapa de migmatización en cambio, se asocia a las dioritas y es mucho más generalizada, presentándose en diferentes lugares del complejo.

LA ZONA DE FALLA CORTADERA-COIPUNO (Z.F.C.C.)

Las Z.F.C.C. se localiza a lo largo del borde poniente de la franja de afloramientos orientales del Complejo Sama, donde ha sido observada en una extensión de 12 Km entre las quebradas Cortadera y Coipuno. Posee un rumbo nor-noreste, sensiblemente paralelo a la foliación regional de las metamorfitas del complejo. Consiste en una banda estrecha de 1 a 2 km de ancho, formada en su mayor parte por tonalitas néisicas que desarrollan diferentes grados de milonitización, desde protomilonitas hasta milonitas de grano fino en afloramientos de característico color negro.

Hacia el este, la zona de falla afecta parcialmente tanto a esquistos y anfibolitas como al contacto de estas metamorfitas con las tonalitas néisicas, si bien las milonitas sólo se desarrollan en este último cuerpo (Fig. 3 y 4).

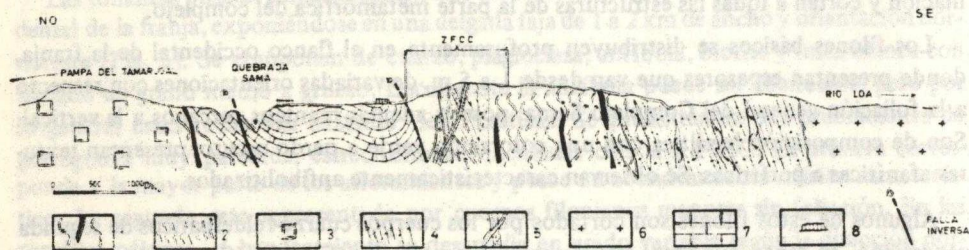


Fig. 4. Perfil estructural esquemático, transversal al Complejo de Sama, donde se muestra la Zona de Falla Cortadera-Coipuno.

1: Esquistos micáceos, cuarcitas, rocas calco-silicatadas y anfibolitas. 2: Tonalitas néisicas, en parte milonitizadas. 3: Dioritas cuarcíferas. 4: Dioritas. 5: Cuerpos cuarzo-feldespáticos ricos en muscovita. 6: Rocas graníticas del Plutón Pinchal. 7: Sedimentitas marinas jurásicas. 8: Rocas volcánicas cenozoicas.

El contacto entre las tonalitas néisicas y las metamorfitas del complejo es gradual, observándose gran cantidad de xenolitos alargados según el rumbo del bandeamiento néisico. Esto, unido a la presencia de pliegues en esquistos inyectados paralelamente por el mismo material tonalítico, significa que el movimiento a lo largo de la zona de falla se inició conjuntamente con la migmatización y con, al menos, una de las fases deformativas en los esquistos. Si se acepta una edad pre-ordovícica superior para las tonalitas néisicas, se infiere que con probabilidad la Z.F.C.C. habría comenzado a funcionar como tal en el Paleozoico inferior o quizás en el Precámbrico superior.

Por otra parte, se tiene que la foliación de las milonitas es coincidente con el bandeamiento de las tonalitas néisicas, lo cual indicaría que el proceso de milonización se realizó bajo la acción de los mismos esfuerzos compresivos. Además, el hecho que los filones tonalíticos sin foliación corten oblicuamente tanto a las tonalitas néisicas como a los contactos con los esquistos, constituye una evidencia en favor de que los movimientos a lo largo de la Z.F.C.C. fueron episódicos.

Con posterioridad, probablemente en el Ordovícico Superior, la Z.F.C.C. sirvió de "canal" favorable al emplazamiento de las dioritas (Fig. 3). La migmatización intensa que provocó este cuerpo en sus rocas de caja, así como también la marcada foliación que se observa en su interior, señalan que se emplazó en condiciones relativamente profundas. Sin embargo, no se dispone de antecedentes que permitan inferir movimientos a lo largo de la zona de falla durante su intrusión.

En una etapa tardía, durante el Paleozoico superior, se produjo el emplazamiento de los cuerpos cuarzo-feldespáticos dentro de la Z.F.C.C. o adyacente a ella (Fig. 3). La fábrica penetrativa de los filones indica que durante su emplazamiento continuó el movimiento de cizalle en la zona de falla. El emplazamiento se habría desarrollado conjuntamente con un acortamiento perpendicular al plano de foliación, tal como lo evidencia la gran cantidad de pliegues de material cuarzo-feldespático, cuyos planos axiales son paralelos a la foliación de las tonalitas néisicas y milonitas.

La segunda generación de filones cuarzo-feldespáticos es claramente post-tectónica, puesto que no desarrolla foliación alguna y corta, además, a todas las estructuras anteriormente mencionadas. Sin embargo, eso no significa que la Z.F.C.C. haya cesado de actuar como "canal estructural" después del emplazamiento de esos cuerpos, si se tiene en cuenta que en ella también se emplazaron los filones básicos.

Con posterioridad al Paleozoico superior, la Z.F.C.C. se habría mantenido relativamente susceptible al movimiento, pero en niveles estructurales más superficiales. En efecto, la deformación se manifiesta por la estructura sismoidal observada en un filón básico vertical, de rumbo subparalelo a la zona de falla. Dicha estructura acusa un cizalle, con movimiento hacia abajo de la pared occidental del filón, respecto de su pared oriental.

El movimiento post-paleozoico más importante que se registra a lo largo de la Z.F.C.C. es, sin duda, el cabalgamiento de la franja oriental del Complejo Sama sobre la secuencia jurásica, mediante una falla de alto ángulo, de manteo al este y rumbo paralelo a la Z.F.C.C., con un salto estimado en 300 a 500 m y con desarrollo de estrechas zonas de rocas alteradas elongadas paralela o subparalelamente al rumbo de la estructura (Fig. 3 y 4). La edad máxima del movimiento es posiblemente jurásica superior, en tanto que su edad mínima está marcada por las ignimbritas y tobas riolíticas de la Formación Ichuno que la cubren, cuya edad miocena superior se encuentra radiométricamente controlada

(Maksaev, 1978). Por lo tanto, la reactivación de la Z.F.C.C. queda acotada entre el Jurásico Superior y el Neógeno.

La Z.F.C.C. representa además, una interrupción abrupta en el perfil longitudinal de las quebradas que descienden en dirección a la Pampa del Tamarugal. Efectivamente, en las quebradas Cortadera y Sama se han observado "saltos" con alturas respectivas de 10 y 70 m, los cuales provocan la surgencia de agua subterráneas contenidas en los rellenos aluviales de las quebradas y en napas de la base de las ignimbritas y tobas riolíticas de la Formación Ichuno, generando de este modo sendas "aguadas".

CONCLUSIONES Y DISCUSION.

La Z.F.C.C. constituye una antigua zona de cizalle, cuya actividad se extiende desde el Paleozoico inferior (Precámbrico superior?) hasta el Neógeno. Esta actividad es característicamente intermitente y se desarrolló en forma sincrónica con el plutonismo, la deformación y los procesos migmatíticos dentro del Complejo Sama. Es así como se distinguen fundamentalmente cuatro etapas en su evolución:

- 1) Paleozoico inferior (Precámbrico superior?): aproximadamente simultánea con el emplazamiento de las tonalitas néisicas.
- 2) Ordovícico Superior: emplazamiento de intrusivos dioríticos.
- 3) Paleozoico superior: emplazamiento sintectónico de una primera generación de filones cuarzo-feldespáticos, seguido de un cese del movimiento y del emplazamiento de una segunda generación de cuerpos cuarzo-feldespáticos.
- 4) Mesozoico-Cenozoico: emplazamiento de filones básicos durante el Triásico y un cizalle posterior de éstos. Entre el Jurásico Superior y el Neógeno la zona de falla experimenta una importante reactivación.

Las tres primeras etapas se realizaron en condiciones de cizalle dúctil en niveles estructurales profundos, en tanto que la cuarta ocurrió en niveles estructurales superficiales.

La Z.F.C.C. posee una orientación paralela a una serie de fallas que afectan la cobertura meso-cenozoica hacia el sector oriental del Cuadrángulo Cerro Yocas (Fig. 2). Estas fallas forman parte de un marcado sistema sub-meridiano que se extiende entre los yacimientos de Quebrada Blanca y Chuquicamata, a lo largo del cual se localiza un gran número de alteraciones hidrotermales (Fig. 2; Ramírez y Huete, 1981; Aceituno, 1982), constituyendo de esta manera importantes metalotectos. Finalmente, se sugiere, a manera de hipótesis, que todo ese sistema de fallas más modernas puede estar controlado en profundidad por zonas de falla como la que se describe en este trabajo. Así, ellas constituirían la expresión superficial de antiguas zonas de falla reactivadas, las cuales habrían controlado el emplazamiento de los intrusivos más modernos y/o de los fluidos mineralizantes.

REFERENCIAS

- Aceituno, J. .. 1982. Estudio geológico de la Zona de alteración de los Colorados, II Región, Chile. Memoria de Título, Departamento de Geociencias, Universidad del Norte, Antofagasta.
- Aguilar, A.. (en preparación). Memoria de Título.
- Huete, C., MaksaeV, V., Moscoso, R., Ulriksen, C., Vergara, H., 1977. Antecedentes geocronológicos de las rocas intrusivas y volcánicas en la Cordillera de los Andes comprendida entre la Sierra de Moreno y el Río Loa, y los 21° y 22° lat. Sur. II Región, Chile. Rev. Geol. de Chile, 4: 25-41.
- MaksaeV, V.. 1978. Cuadrángulo Chitigua y sector occidental del Cuadrángulo Cerro Palpana. Región de Antofagasta. Carta Geológica de Chile, escala 1:50.000, Inst. Invest. Geol., 31.
- Pacci, D., Herve, F., Munizaga F., Kawashita, K., Cordani, U., 1980. Acerca de la edad Rb-Sr Precámbrica de rocas de la Formación Esquistos de Belén, Departamento de Parinacota, Chile. Rev. Geol. de Chile, 11: 43-50.
- Ramírez, C.F., Huete, C., 1981. Hoja Ollague. Región de Antofagasta. Carta Geológica de Chile, escala 1: 250.000, Inst. Invest. Geol., 40.
- Salfity, J.A., Omarini, R., Baldis, B., Gutierrez, W.J., 1975. Consideraciones sobre la evolución geológica del Precámbrico y Paleozoico del Norte Argentino. Segundo Congreso Iberoamericano de Geología Económica, IV: 341-361.
- Skarmeta, J., Marinovic N., 1981. Hoja Quillagua, Región de Antofagasta. Carta Geológica de Chile, escala 1:250.000. Inst. Invest. Geol., 51.
- Venegas, R., Niemeyer, H., 1982. Noticia sobre un probable precámbrico sedimentario-metamórfico en el borde occidental de la Puna al Norte de Chuquicamata. Actas Tercer Congr. Geol. Chileno, Arica, III: F143-F154.
- Vergara, H., 1978. Cuadrángulo Quehuita y sector occidental del Cuadrángulo Volcán Miño. Carta Geológica de Chile, escala 1:50.000. Inst. Invest. Geol. 32.