

Mecanismos de emplazamiento, deformación y transición de diques a filones manto en sedimentos jurásicos y cretácicos del norte de Chile

Jorge Skarmeta

Empresa Nacional del Petróleo, Casilla 3556, Santiago, Chile

RESUMEN

En el norte de Chile afloran secuencias de rocas marinas del Jurásico y Cretácico Inferior, que constituyen relictos del relleno de cuencas de trasarco. En muchas de ellas, los sedimentos están atravesados por diques y filones manto de composición andesítica, en que los primeros son los alimentadores de los segundos y éstos se concentran estratigráficamente. El estudio de las relaciones de contacto y las estructuras internas en los filones manto y diques permite establecer que, por lo menos en Sierra de Moreno y en la zona de El Salvador-Potrillo, los intrusivos se emplazaron en sedimentos húmedos y semiconsolidados al tiempo de la sedimentación y la subsidencia de la cuenca. El análisis del proceso de intrusión, junto con la geometría de los filones manto, permite concluir que las constantes elásticas de las rocas de caja durante la intrusión eran bajas, como aquéllas esperables en sedimentos semilitificados. La determinación de las sobrepresiones magmáticas causantes de la intrusión indican que, en los casos analizados, la cámara magmática se encontraba a una profundidad de entre 3 y 5 km bajo el nivel de concentración de los filones manto. La intrusión de cuerpos tabulares está controlada por la magnitud y orientación de los esfuerzos principales y por el estadio de deformación en ese instante. El paso de diques a filones manto y la concentración de los últimos resulta de una inversión local de la orientación de los esfuerzos principales por la intercepción de niveles de rocas con constantes elásticas diferentes al resto de la secuencia. Donde los sedimentos están intruidos por filones manto, el grado de deformación es menor que donde éstos están ausentes. Se concluye que los esfuerzos mínimos requeridos para iniciar el plegamiento de la serie con filones manto será difícil de alcanzar sin antes sobrepasar el límite elástico de resistencia del conjunto al fracturamiento. Desde otro punto de vista, en aquellas cuencas sedimentarias con sedimentos de baja porosidad y permeabilidad, los filones manto fracturados pueden constituir eficientes reservorios de hidrocarburos. Contrariamente a lo que podría esperarse, estos reservorios se presentarían en aquellos sectores menos deformados. Las conclusiones derivadas de este estudio son, además, aplicables para la predicción de la longitud y distribución de vetas, venas y venillas, previa calibración de las variables hidráulicas.

Palabras claves: Diques, Filones manto, Módulo de Young, Número de Poisson, Esfuerzos principales, Deformación, Sobrepresión magmática, Cuenca de trasarco, Norte de Chile.

ABSTRACT

Mechanics of emplacement, deformation and transition of dykes to sills in Jurassic and Cretaceous sediments in northern Chile. Thick sequences of marine Jurassic and Lower Cretaceous deposits are well exposed in the Andes of northern Chile. These rocks constitute relicts of back arc basin infill, that in most if not all cases, are cross-cut by andesitic dykes and sills. Dykes usually feed the sills that in turn concentrate at a certain stratigraphic

level. Field studies of contact relationships and of dyke and sill internal structures lead to the conclusion that at least in the Sierra de Moreno and in El Salvador-Potrerrillos areas, the intrusives were emplaced into wet and semi-consolidated deposits, during burial and basin subsidence. The analysis of the intrusive process scaled to the sill and dyke geometry let conclude that the elastic constants of the host rock at the time of intrusion were low, as those one would expect in wet, semi-lithified sediments. An analysis of the magmatic overpressures that caused the intrusion, indicates that the magma chamber was located at a depth varying between 3 and 5 km below the level at which the sills are concentrated. The emplacement of tabular bodies was mainly controlled by the magnitude and orientation of the principal stress field. The dyke to sill transition and the stratigraphical concentration of sills resulted from a local inversion of the stress field probably due to the effect of the interception of rocks with higher elastic constants than the rest of the sequence. The sill to dyke transition is also very sensible to the strain regime active at the time. In those places where the sediments are intruded by sills the deformation of the host rock is much less than in those places where the sills are absent. It can be inferred that the stresses required to initiate buckling of the multilayer with the sill intercalations will not be attained before the fracture strength limit of the sill-sediment multilayer system is reached. From a different view-point it can be concluded that in those sedimentary basins with low porosity and low permeability rocks, the fractured sills may become effective hydrocarbon reservoirs. Contrary to what would be expected, the reservoirs will be located where the sequence is less deformed. Conclusions derived from this study also allow to predict the size and distribution of veins, flats and veinlets, provided that the hydraulic and stress constants have been adequately calibrated.

Key words: Dykes, Sills, Young's Modulus, Poisson's number, Principal stresses, Strain, Magmatic overpressure, Back-arc basin, Northern Chile.

INTRODUCCION

En la cordillera de los Andes del norte de Chile y Argentina afloran potentes secuencias de rocas sedimentarias marinas y continentales que constituyen relictos (actualmente deformados y exhumados) de una cuenca de trasarco de edad jurásico-cretácica. Esta cuenca se encontraba flanqueada por el oeste por un arco volcánico, que emigró con el tiempo hasta su posición actual en la cordillera. Los depósitos mesozoicos asociados con estas cuencas de trasarco se reconocen por varios miles de kilómetros a lo largo de los Andes, desde Colombia hasta Magallanes. Localmente, muestran características diferentes según el segmento de los Andes en que se presenten (Mpodozis y Ramos, 1990; Corvalán, 1990).

En los Andes del norte de Chile, especialmente en la 'cordillera' de Domeyko, la 'precordillera' de Potrerillos y El Salvador, Sierra de Moreno y varias otras localidades, los depósitos de estas cuencas están intruidos por diques y filones manto andesíticos. La evidencia de campo permite señalar que estos intrusivos se emplazaron con anterioridad a la deformación y alzamiento de los sedimentos, y -por lo menos localmente- intruyeron sedimentos húmedos y poco consolidados. Esto permite concluir que los intrusivos estuvieron cronológicamente relacionados con la actividad del arco magmático que flanqueaba la cuenca (de trasarco) durante su extensión y subsidencia.

En Sierra de Moreno y en la precordillera de Copiapó, los diques y los filones manto están interconectados, de tal forma que los primeros constituyen los conductos alimentadores de los segundos, los que, a su vez, se acumulan estratigráficamente bajo un nivel de areniscas cuarcíferas que constituyen su techo. El paso de diques a filones manto, y la consecuente concentración estratigráfica de estos últimos ha sido descrita en diferentes lugares del mundo, pero las condiciones mecánicas que controlan la transición y su emplazamiento aún presentan paradojas mecánicas. Por el hecho que estas intrusiones son sincrónicas con la deposición y relleno de la cuenca, la cuantificación de las variables que controlan la intrusión aporta información relevante para establecer las condiciones de esfuerzo y deformación que afectaban a la cuenca en ese instante de su evolución.

En este trabajo se desarrolla un modelo que explica y cuantifica las condiciones de intrusión y deformación de los diques y filones manto en los depósitos de relleno de las cuencas de trasarco del norte de Chile. El modelo planteado permite describir en términos mecánicos los siguientes eventos:

- a- la inhomogeneidad estratigráfica proporciona variaciones locales de la litología y sus constantes elásticas asociadas. Estas diferencias estratigráficas parecen condicionar, localmente,

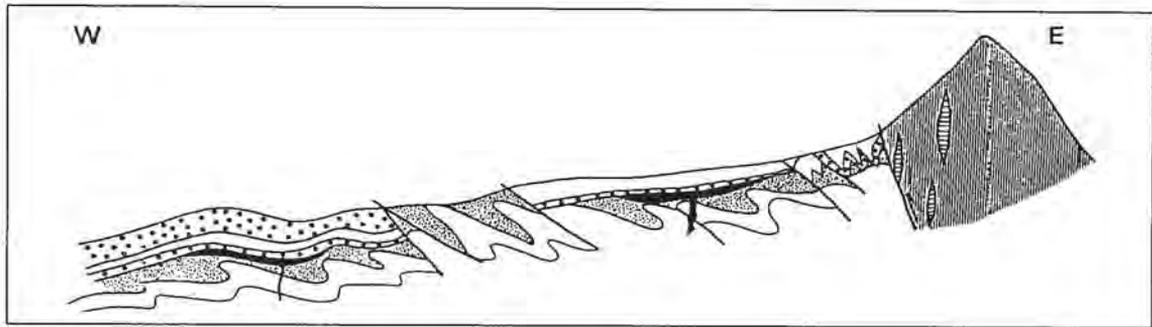


FIG. 1. Perfil esquemático a través de Sierra de Moreno, destacando sectores con mayor deformación, que no están intruidos, en oposición a sectores con menor deformación que sí lo están. Nótese la falla inversa de alto ángulo que yuxtapone a los sedimentos occidentales con el basamento oriental (de sombreado vertical fino). Los sombreados corresponden a lo siguiente: blanco, lutitas yesíferas y concrecionales; gris, lutitas calcáreas; punteado fino a areniscas cuarcíferas; punteado grueso a sedimentos continentales; grietas verticales en el basamento a estructuras de extensión horizontal; y, negro a diques y filones manto.

la orientación del esfuerzo principal mínimo más allá de su orientación regional, permitiendo así la transición desde diques a filones manto y su consecuente concentración estratigráfica;

- b- la transición de diques a filones manto sólo se puede producir en situaciones de esfuerzo y deformación específicas. Estas definen un régimen tectónico particular, que al ser determinado

puede ser extrapolado a las condiciones que afectaban a la cuenca, y;

- c- el efecto inhibitorio a la deformación que los intrusivos ejercen en sus rocas de caja, ya que, en aquellos lugares donde los filones manto están acumulados, los sedimentos están notablemente menos plegados y fallados que en donde los intrusivos están ausentes (Fig.1).

GEOLOGIA DE LOS DEPOSITOS DE TRASARCO DE LA SIERRA DE MORENO

Los depósitos de trasarco de Sierra de Moreno están agrupados en la Formación Quinchamale, la que está constituida por más de 1.500 m de sedimentos marinos y continentales de edad caloviana(?) a oxfordiano-kimmeridgiana (Maksaev, 1978; Skarmeta y Marinovic, 1981). Esta unidad se reconoce a lo largo del flanco oeste de la sierra sin que su base esté expuesta, ya que está en contacto por falla con el basamento metamórfico y/o granítico de edad paleozoica (Skarmeta, 1983; Fig.1).

Estos depósitos están más intensamente fallados y plegados hacia las proximidades de la falla inversa que la limita y trunca por el este (Figs. 1, 2a, b). Esta falla, que es inversa y de alto ángulo, yuxtapone un basamento oriental con los sedimentos occidentales. El bloque de basamento alzado ubicado al oeste de la falla presenta estructuras cinemáticas características de movimiento normal. Sin embargo, en las proximidades de la falla éstas están truncadas por estructuras de desplazamiento inverso, necesariamente posteriores al normal, lo

que evidencia que ésta fue originalmente normal y, subsecuentemente, se reactivó con movimiento inverso. Los sedimentos ubicados al occidente de la falla están en general plegados en forma de cofres y chevrones de pequeña longitud de onda, despegados respecto de los planos de estratificación y con planos axiales paralelos a la falla que los limita (Fig. 2a, b).

La cronología relativa entre intrusión y deformación puede ser localmente establecida. Dado que las rocas estratificadas se muestran fuertemente plegadas y falladas, excepto donde los filones manto están presentes, se infiere que éstos impidieron la deformación de las rocas adyacentes y, por lo tanto, son anteriores a la deformación. En el sector de El Salvador y Potrerillos (Quebrada Asientos), en la quebrada Meléndez (alrededor de Copiapó) y en la quebrada de Tarapacá, los diques están desplazados por corrimientos paralelos con la estratificación, lo que también permite concluir que la deformación compresiva fue posterior a la intrusión (Fig. 2c, d).

TABLA 1. LITOLOGÍA, RELACIONES ESTRATIGRAFICAS, ESPESOR, CORRELACION Y EDAD DE LA FORMACION QUINCHAMALE EN LA SIERRA DE MORENO.

Formación Quinchamale	Litología	Características	Espesor m	Contacto con la unidad inferior	Otras características	Correlación y edad
Miembro superior	Areniscas y lutitas rojas y verdes intercaladas con conglomerados finos.	Capas de menos de 50 cm de potencia en promedio, con estratificación gradada normal y estratificación cruzada paralela que, ocasionalmente, alcanza hasta 1,5 m. Abundantes grietas de barro y ondulitas eólicas, especialmente hacia la base	>700	Transicional y gradacional	Homogéneamente estratificadas. Los granos de las areniscas son retrabajados, contienen alto contenido de cuarzo, fragmentos de Basamento y volcánicos, y sedimentos reciclados	Equivalente al miembro superior de la Formación Quinchamale (Maksaev, 1978), al miembro continental de la Formación Quehulla (en el sentido de Vergara, 1978) y a las areniscas rojas de las formaciones Agua Helada (Pérez, 1982), Quebrada Monardes (Muzzio, 1980), Chuzmisa (Harambour, 1990), entre muchas otras. Kimmeridgiense-Cretácico Inferior
Submiembro de lutitas con yeso	Lutitas pardas y rojizas con intercalaciones de areniscas de grano muy fino. Son frecuentes las intercalaciones de yeso	Las capas varían de espesor entre 15 y 50 cm. Contiene algunos fósiles. El yeso se presenta en capas de 50 cm de potencia, pero hacia el techo de la unidad una de ellas alcanza a los 5 m	>200	Concordante y transicional	Cristales de calcita fibrosa entre los planos de estratificación con exhalaciones y venillas asociadas	Equivalente a la parte alta del miembro inferior de la Formación Quinchamale (Maksaev, 1978). En la Sierra de Moreno, la sección basal de la secuencia no está expuesta, ya que está truncada por una falla. Donde la base de la unidad aflora, ésta consiste en un grueso conglomerado basal que está discordante sobre el Basamento. El espesor total de la formación varía entre 1.850 y 2.800 m. Abundantes fósiles de edades variables entre Caloviense y Oxfordiano
Submiembro de areniscas cuaríferas	Arenisca cuarçifera de grano medio, muy dura y silicificada. Constituye una cornisa que se destaca morfológicamente	Capas de 1-2 m con estratificación cruzada y gradada normal. Sin cambios importantes de espesor	>70	Transicional y gradacional	Capas cortadas por tres sistemas de diaclasas, uno de ellos aproximadamente paralelo con el rumbo de los pliegues	
Submiembro de lutitas calcáreas	Lutitas calcáreas pardas y rojizas. Son frecuentes las intercalaciones de filones manto de andesita, hacia el techo de la unidad	Las capas de lutitas son de 20 cm a 3 m de potencia. Las calizas intercaladas tienen hasta 2 m de espesor y la de calcita, ubicada entre los planos de estratificación de las lutitas, es de hasta 2 cm	>200	Transicional	Concentración de diques y filones en el techo del submiembro. Hay niveles con deformación sintectónica interna, que es paralela con la estratificación no deformada	
Submiembro de lutitas negras	Limolitas negras concrecionales. Lentas de areniscas calcáreas de distribución restringida	Las capas son de 20-200 cm de espesor. La unidad tiene abundante contenido de fósiles y las concreciones llenan entre 20 y 300 cm de ancho. Están rodeadas por calcita fibrosa	>130	Falla	Intensamente plegadas con estructuras del tipo cofre, con despegues y fallas especialmente hacia el contacto con el Basamento	
Basamento	Esquistos, migmatitas, granitos y milonitas					

La Formación Quinchamale se divide en dos miembros, uno inferior marino y otro superior continental. El miembro inferior ha sido, a su vez, subdividido en cuatro unidades o submiembros que de base a techo son: **a-** lutitas negras concrecionales; **b-** lutitas calcáreas; **c-** areniscas cuarcíferas, y **d-** lutitas con yeso. El miembro superior está formado por areniscas cuarcíferas y lutitas rojas y verdosas de origen continental. Las características estratigráficas, edad y correlaciones de estas unidades se presentan en la tabla 1.

El miembro inferior está constituido por rocas texturalmente inmaduras que contienen fósiles fragmentados, posiblemente depositados en ambientes de aguas relativamente poco profundas y alta energía. El submiembro de lutitas calcáreas presenta numerosos niveles de brechas intraformacionales constituidas casi exclusivamente por fragmentos de capas deformadas, antes de su consolidación total. Estos corresponden a areniscas calcáreas con diferente grado de plegamiento (hasta isoclinales), sin clivaje ni selección y son asimilables a depósitos gravitacionales sintectónicos. Por estar intercalados con sedimentos equivalentes -pero no brechizados- es posible asociarlos con episodios puntuales de inestabilidad sismo-tectónica durante la deposición (Fig. 2e, f). La presencia de yeso hacia el techo del miembro inferior señala un cambio ambiental general hacia condiciones transicionales o subaéreas, con circulación restringida de aguas. El miembro superior contiene abundantes estructuras sedimentarias características de ambientes de 'sabkas' continentales, eólicos, y fluviales deltaicos, que indican drenaje desde un relieve alzado (Tabla 1; Schreiber, 1986). Análisis y cuentas modales de muestras de rocas de este miembro indican que las areniscas fueron derivadas de un basamento o están retrabajadas (Dickinson y Suczec, 1979) y, por lo tanto, pueden representar, en esa localidad, una

cercanía al borde de un compartimiento de la cuenca.

El submiembro de lutitas calcáreas está intruido por diques y filones manto que se concentran hacia el techo de la subunidad (Tabla 1). Se puede demostrar que al menos parte de los diques y filones manto se emplazaron en sedimentos húmedos o poco consolidados. En El Salvador y Potrerillos, Vicuña y al sur de Sierra de Moreno (Cerro Jaspe, Chong, comunicación oral, 1993) los diques que claramente cortan a la estratificación dan lugar a filones manto con estructuras de almohadillas ('pillow-lavas', Fig. 2g, h). Esto significa que la intrusión se desarrolló cuando los depósitos tenían una cohesión suficiente como para ser fracturados, pero antes de su total litificación ya que se pudieron formar estructuras que requieren un alto contenido de fluidos.

Otros antecedentes que apuntan a señalar que la intrusión se produjo en sedimentos semilitificados y posiblemente húmedos son (Fig. 3a, b): **a-** fallas normales en las capas ubicadas bajo los filones manto con desplazamientos (<15 cm) mayores cerca de la base del filón manto, los que decrecen hacia abajo (un desplazamiento opuesto al de una falla de crecimiento). Esto permite señalar que el emplazamiento ocurrió cuando los sedimentos estaban aún blandos y susceptibles de ser localmente compactados y fracturados por el peso del filón manto (Fig. 3a); **b-** deflexión de las capas adyacentes a los diques en una dirección opuesta al flujo del filón manto que alimentan; **c-** fracturas paralelas y de densidad decreciente en la roca de caja adyacente a los diques. Se ha considerado que este fenómeno puede corresponder al fracturamiento hidráulico causado por la dilatación térmica diferencial del fluido contenido en los poros de los sedimentos húmedos a raíz del calor cedido por el dique (Skarmeta, 1986, Fig. 3b).

ESTRUCTURAS EN LOS DIQUES Y FILONES MANTO

Los filones manto son de forma tabular, largos y delgados, de ados relativamente paralelos, dispuestos invariablemente concordantes con la estratificación. Los diques cortan la estratificación, no siempre presentan lados paralelos y muestran considerables cambios de espesor. La potencia máxima de diques

y/o filones manto es de 4-6 m, y el largo de los filones manto en ningún caso sobrepasa los 5 km, siendo común que en Sierra Moreno midan menos de 1 km.

Prácticamente en todos los lugares donde fueron reconocidos, los filones manto están alimentados por diques, y existe una transición entre ambos. En

algunos casos los diques de un sistema cortan a un filón manto de otro sistema y viceversa, evidenciando su simultaneidad durante la intrusión (Fig. 3c, d).

Los filones manto y los diques se intersectan con ángulos próximos a los 90°. Sin embargo, cuando dos filones manto están cercanamente espaciados (<50 m) y ambos están conectados por un dique comunicador, este dique está siempre inclinado en un ángulo distinto a los 90° con respecto al filón manto (Fig. 3d). Más aún, el dique puente no es típicamente planar ni tabular y frecuentemente tiene una morfología tipo escalera.

Al acercarse al contacto con los diques presentan 'segmentos' y 'horns', que muchas veces están dispuestos en 'échelon' (según la nomenclatura de Delaney y Pollard, 1982). Los segmentos pueden

estar comunicados o separados hasta 80 cm (Fig. 3e, f, g). Los diques presentan 'buds', especialmente cuando atraviesan niveles más incompetentes dentro de la secuencia sedimentaria, llegando en algunos casos a duplicar el espesor del dique mismo (Fig. 3e).

En el estereograma de la figura 4 se presenta la orientación de los diques y filones manto. Estos últimos están proyectados en su posición actual y tienen una orientación cercana a la horizontal (ca. 20°), mientras que los diques fueron rotados junto con la horizontalización de la estratificación. Con este procedimiento se determina que en el momento de la intrusión, los diques tenían una orientación predominantemente este-oeste (ver sistema de coordenadas en recuadro de figura 4).

MECANICA DE INTRUSION PLANAR

Las condiciones físicas que gobiernan la mecánica del flujo del magma a través de diques y filones manto fue inicialmente discutida en términos del campo de esfuerzos regionales (Anderson, 1938, 1951; Ode, 1957). Desde entonces se han logrado grandes avances en la descripción y entendimiento del problema (Jaeger, 1962; Robson y Barr, 1964; Roberts, 1970; Johnson, 1970; Johnson y Pollard, 1973; Pollard y Johnson, 1973; Delaney y Pollard, 1982, 1983; Suppe, 1985; Shaw, 1980; Emerman y Marrett, 1990, entre muchos otros). Sin embargo, la idea principal permanece sin variaciones mayores: los diques y filones manto se consideran como el resultado de la propagación de grietas elípticas extensionales rellenas con magma a una presión P_m (una grieta del Modo I en el lenguaje de la Mecánica de Fracturas, Pollard, 1987). Para que esto ocurra, el magma debe ascender desde su origen en la base de la corteza (o manto superior) y, luego, emplazarse en niveles corticales más altos y/o eventualmente extruir.

MODOS DE ASCENSO MAGMATICO

La 'boyancia' ('bouyancy') o flotabilidad es una hipótesis basada en el supuesto que las mezclas silicatadas son menos densas que sus equivalentes sólidos y, por lo tanto, pueden ser gravitacionalmente impulsadas hacia arriba (Fyfe, 1970; Price y Cosgrove, 1990). En esencia, la hipótesis señala que el magma

en una cámara ubicada a una profundidad $z = (z_1 + z_2)$ va a ascender hasta una profundidad z_2 y ejercer una presión magmática local P_m tal que (Fig. 5)

$$P_m = \rho_r \cdot g \cdot (z_1 + z_2) - \rho_m \cdot g \cdot z_2 \quad (1)$$

en donde ρ_r es la densidad de la roca de caja, ρ_m es la densidad del magma, g la aceleración de gravedad y z_1 y z_2 son las profundidades que se señalan en la figura 5. De la ecuación (1) se observa que en estados de equilibrio el magma ascenderá sólo si $\rho > \rho_m$.

Los magmas andesíticos se consideran más densos que la roca sedimentaria en que están alojados, a pesar que éste se genera en niveles diferentes a los que se encuentran en la actualidad. Por esta razón, para que la 'boyancia' sea efectiva, se requieren desviaciones que trasciendan el estado de equilibrio tectónico y/o de la densidad del magma.

La volatilización produce una vesiculación del magma y su transformación en piromagma de menor densidad, estimulando así la 'boyancia' (Rittman, 1962). Sin embargo, los diques y filones manto de Sierra Moreno y de El Salvador-Potrerrillos no contienen vesículas ni amígdalas, pareciendo que este mecanismo no es aplicable en este caso.

La compresión tectónica fue originalmente propuesta por Anderson (1938) y consiste en someter una cámara magmática a esfuerzos diferenciales altos que obliguen la migración del magma hacia la

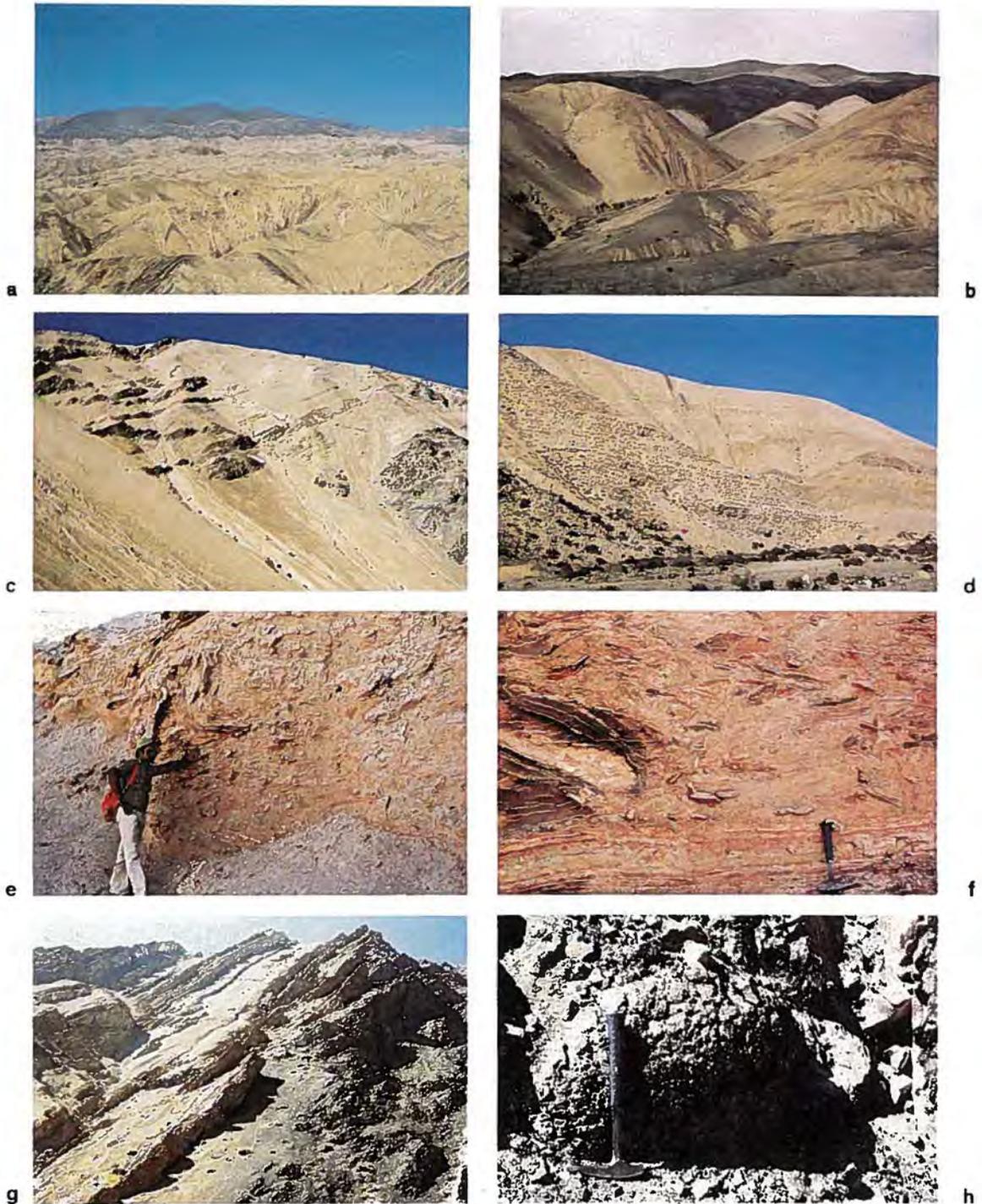


FIG. 2. Fallas inversas de alto ángulo que juxtaponen los sedimentos jurásicos del oeste con el basamento paleozoico del este. a- Sierra de Moeno vista desde el oeste; b- Cordillera de Domeyko, vista desde el oeste. Diques desplazados por flexión durante el plegamiento de los sedimentos. Nótese el truncamiento paralelo con los planos de estratificación en donde se concentra la deformación y el desplazamiento; c- diques andesíticos y dacíticos desplazados dextralmente, vista hacia el norte, Quebrada Asientos; d- diques desplazados por flexión en Quebrada Carrizalillo, al interior de Copiapó. Brechas intraformacionales con pliegues y fracturas internas de distribución variable que lateral y verticalmente dan lugar a sedimentos no deformados; e- y f- destacan la transición entre sedimentos con y sin distorsión. Diques discordantes con la estratificación que dan lugar a filones manto constituidos casi exclusivamente por lava de almohadilla; g- y h- constituyen un detalle de una lava de almohadilla dentro de un filón manto.

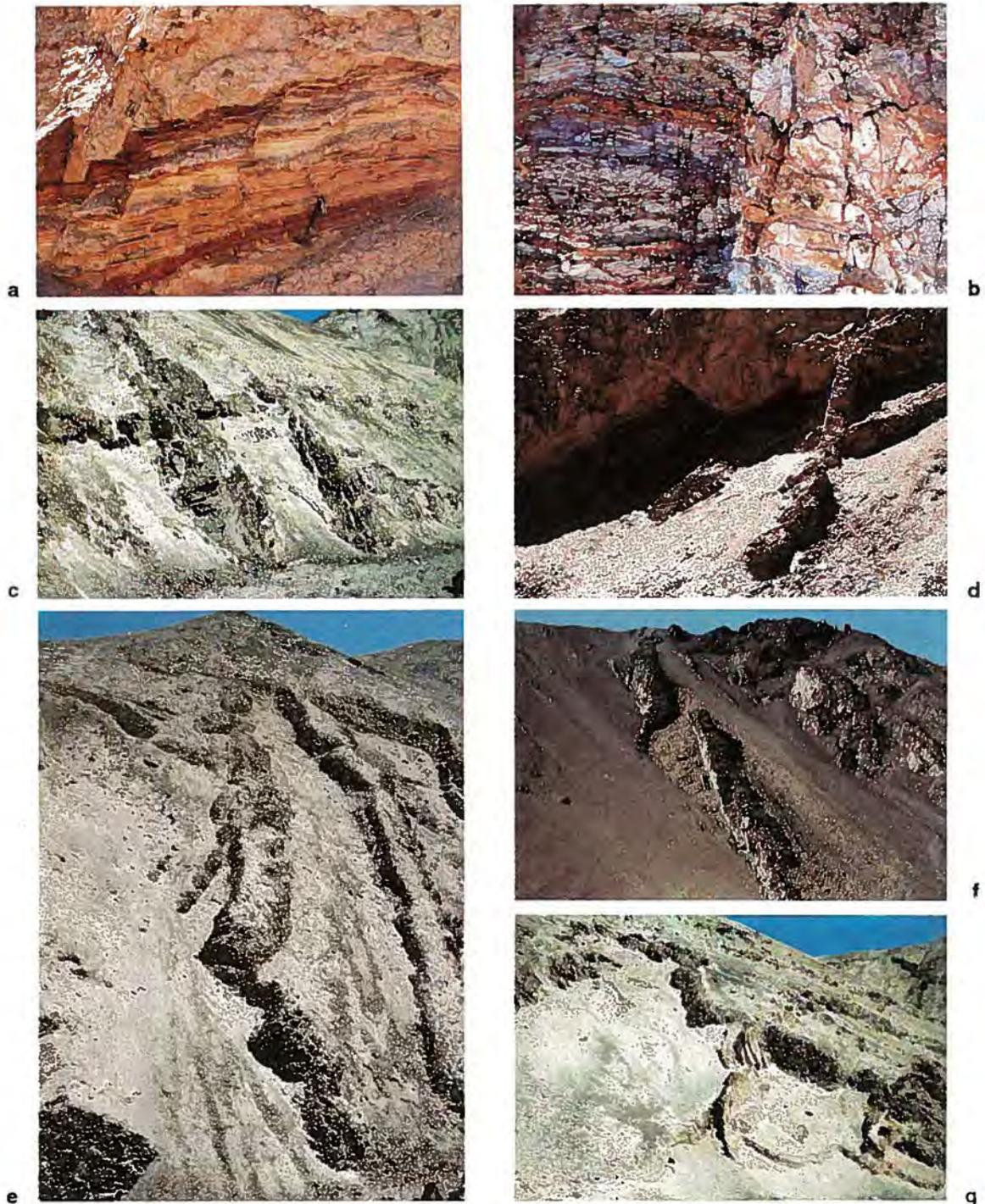


FIG. 3. Deformación de sedimentos húmedos durante la intrusión: a- fallas normales en las capas ubicadas bajo los filones manto con desplazamientos que decrecen desde el contacto basal del filón hacia abajo; b- fracturas paralelas y de densidad decreciente en la roca de caja adyacente a un dique; c- dique alimentador de un filón manto con intersección en ángulos diferentes a 90° ; d- diques que cortan a filones manto, los que a su vez cortan a otros diques, demostrando su simultaneidad en el emplazamiento. Todas las fotografías de Sierra de Moreno. Estructuras internas en diques y filones que evidencian un cambio gradual de campos de esfuerzo, desde esfuerzo principal mínimo horizontal hasta vertical; e- y f- estructuras de 'buds', 'horns' y segmentos en la zona transicional de diques a filones manto en Sierra de Moreno; g- segmentos 'en échelon' de un dique, Quebrada Paipote. Ver Delaney y Pollard (1982).

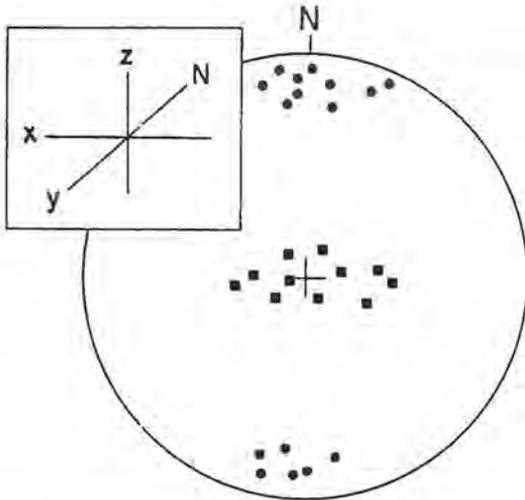


FIG. 4. Estereograma que muestra la orientación este-oeste de los diques (círculos negros) y la posición sub-horizontal de los filones manto (cuadrados negros), Sierra de Moreno. Sistema de coordenadas x, y, z utilizado, como se señala en el recuadro.

roca de caja de forma análoga al confinamiento de un tubo de pasta de dientes.

La expansión volumétrica resulta de la fusión de rocas silicatadas (Daly *et al.*, 1966; Shaw, 1980). La ecuación de Classius-Clapeyron (Verhoogen *et al.*, 1970) predice que el punto de fusión aumentará con el aumento de la presión (por ejemplo por compresión tectónica). Por lo tanto, en un estado de fusión parcial un incremento del esfuerzo externo reducirá la cantidad de material fundido presente, y una relajación reciente del esfuerzo diferencial externo aumentará las cantidades de magma dentro de la cámara (Roberts, 1970).

Todos los mecanismos señalados están, de una u otra manera, interrelacionados y limitados por las condiciones impuestas por la ecuación (1). Es así como la volatilización hace decrecer la densidad del magma para permitir su ascenso por 'boyancia'. Cuán alto en la corteza alcance ($z_1 \rightarrow 0$, Fig. 5) dependerá del contraste de densidades, en este caso controlado por el contenido de volátiles. La contracción tectónica aumentará la presión magmática, P_m , dentro de la cámara hasta el punto crítico de equilibrio con el esfuerzo externo menor. La expansión volumétrica del magma inducirá una baja de la densidad y un aumento de la presión magmática.

En síntesis, el fracturamiento asociado con el

ascenso magmático estará controlado por la magnitud de los esfuerzos externos y de la sobrepresión magmática y por las características físicas del magma al momento de la intrusión (Morris, 1982; Ribe, 1983; Emerman y Turcotte, 1984; Turcotte, 1987).

SOBREPRESION MAGMATICA

Un sistema elástico sometido a esfuerzos triaxiales S_1, S_2 y S_3 (en que $S_1 \geq S_2 \geq S_3$) actuando externamente, y con una presión magmática P_m actuando en cavidades o grietas internas dentro del sistema, es mecánicamente equivalente al mismo sistema con esfuerzos efectivos $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$ actuando externamente con una presión magmática interna igual a cero. Esta relación se conoce como la 'Ley de los Esfuerzos Efectivos' (Hubbert y Rubey, 1959), que se expresa:

$$\sigma_i = S_i - P_m \tag{2}$$

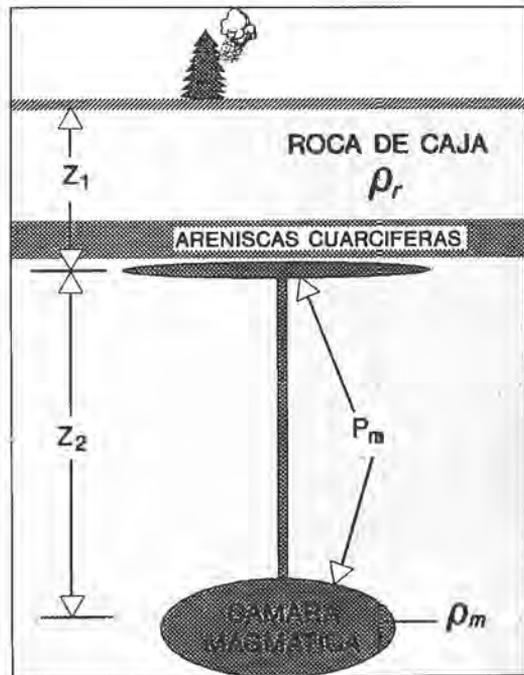


FIG. 5. Símbolos y dimensiones utilizados para describir el ascenso del magma por 'boyancia'. La cámara magmática está situada a una profundidad $z = (z_1 + z_2)$, y el magma está a una presión P_m . El ascenso del magma está determinado por el contraste de densidades con la roca de caja.

De la teoría de la Mecánica de Fracturas (Griffith, 1924; Secor, 1955, 1969; Lawn y Winshaw, 1975) se puede concluir que las fracturas extensionales (en el sentido de Secor, 1965) sólo podrán desarrollarse cuando P_m , en la ecuación (2), sea lo suficientemente alta para que $\sigma_1 = \sigma_3 =$ mínimo, y el fracturamiento será posible en el plano normal al esfuerzo principal mínimo, σ_3 , siempre que se cumpla además que (Jaeger y Cook 1979; Suppe, 1985):

$$S_3 - P_m = -K \quad (3)$$

en que $-K$ es una constante propia de cada tipo de roca denominada Tensión Uniaxial. Combinando las ecuaciones 2 y 3 se obtiene que el requisito mínimo para generar fracturas en un medio sometido a una presión magmática P_m es:

$$\sigma_3 = -K \quad (4)$$

De las ecuaciones 3 y 4 se infiere que, en general, para producir fracturas 'magmáticas' (aquéllas que se generan y rellenan por el efecto de un magma presurizado), se requiere una presión magmática P_m alta y sostenida y un esfuerzo principal menor bajo. La presión magmática P_m necesaria para la propagación y emplazamiento de un dique o un filón manto, debe ser por lo menos equivalente a los requerimientos básicos para la propagación de fracturas en un medio isótropo sin prefracturamiento de importancia: $P_m > S_3$, en que S_3 es perpendicular al dique o filón manto. La magnitud de esta sobrepresión magmática se puede estimar a partir de la relación propuesta por Fedotov (1978):

$$\Delta P_m = P_m - S_3 = \frac{\omega \cdot E}{2\beta \cdot (1-\mu^2)} = \frac{\omega \cdot E \cdot m^2}{[2\beta \cdot (m+1) (m-1)]} \quad (5)$$

en que ΔP_m es la sobrepresión magmática en exceso de S_3 (que debe ser mayor o igual que K , ver ecuación (3)), 2β es el largo de la fisura (dique o filón manto), ω es la potencia, μ es la razón de Poisson ($=1/m$, en que m es el Número de Poisson) y E el Módulo de Young de la roca de caja.

La ecuación (5) es una expresión particular de la ecuación (24) de Pollard, 1973, quien la utiliza para estimar paleopresiones, ya que considera que los intrusivos planares son análogos a los 'flat-jacks', utilizados en mecánica de rocas para medir esfuerzos *in situ*.

TABLA 2. INTERVALOS EXTREMOS DE VALORES DEL MÓDULO DE YOUNG Y NÚMERO DE POISSON PARA ROCAS SEMEJANTES A LAS DE LA FORMACIÓN QUINCHAMALE. ENTRE PARENTESIS SE INDICAN LOS VALORES MÁS FRECUENTEMENTE CITADOS (EXTRAÍDO DE BIRCH, 1966).

Tipo de roca	Módulo de Young E (Kbar)	Número de Poisson m
Caliza dura	300 - 800 (500)	3 - 8 (6)
Caliza porosa	170 - 500 (200)	5
Lulita calcárea	30 - 150 (50)	2 - 4 (3)
Lulitas secas	30 - 50	3 - 4
Lulitas húmedas	10 - 40	2 - 3
Arenisca calcárea	120 - 250 (100)	5 - 8 (7)
Areniscas	20 - 700 (100)	3 - 15 (5)
Cuarcitas	650 - 1000 (700)	10 - 15 (10)
Evaporitas	10 - 370 (30)	2

Las dimensiones de 2ω , y 2β se determinan a partir de las dimensiones medidas en el terreno, mientras que E y μ pueden ser tomados de los datos experimentales (Tabla 2; Birch, 1966). Considerando valores extremos para todas las variables anteriormente descritas, se puede estimar que, para ejemplos como los considerados en Sierra de Moreno y en la zona de Potrerillos, ΔP_m varió entre 50 y 200 bar, y se estima que 100 bar puede corresponder a un valor promedio. La ecuación (5) permite determinar que ΔP_m es inversamente proporcional a la longitud β del filón manto. Esto significa que, una vez que la intrusión y el fracturamiento comenzaron, la propagación del cuerpo será cada vez más fácil, ya que los requerimientos de presión serán siempre menores.

La ecuación (1) puede ser presentada de forma idéntica a la ecuación (5) pero en función de ΔP_m ,

$$\Delta P_m = (\rho_r - \rho_m) \cdot g \cdot z_2 \quad (6)$$

Esta ecuación ha sido resuelta para diferentes valores de ΔP_m (entre 50 y 200 bar) y para profundidades de la cámara magmática variables entre 1 y 10 km (Fig. 6). De esta figura se desprende que la intrusión de magmas con bajo contraste de densidad con su roca de caja se verá favorecida desde cámaras profundas que estén sometidas a altos esfuerzos externos, mientras que en regímenes extensionales de menor esfuerzo diferencial, la intrusión de diques y filones manto se verá favorecida desde cámaras más someras que están sometidas a menor presión magmática. Supóngase que el magma dentro de la

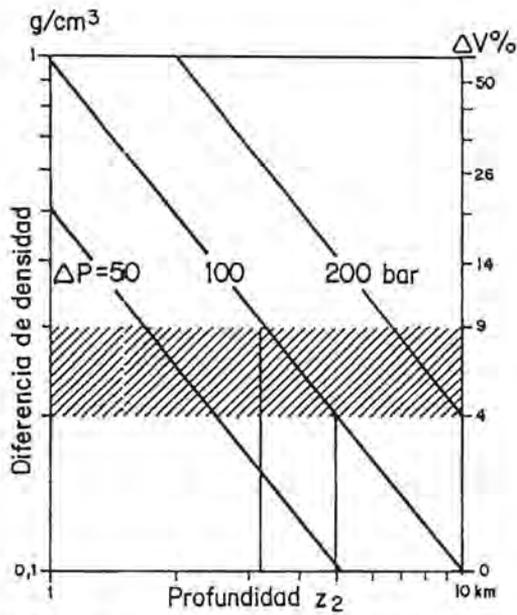


FIG. 6. Gráfico que muestra las variaciones del exceso de la presión magmática actuando sobre la cámara, y la profundidad de ésta bajo la concentración de filones manto para varias diferencias de densidad entre la roca de caja y el magma. Se señala la dilatación volumétrica $\Delta V\%$ probable que, con una variación de presión de 100 bar, localiza la cámara entre 3 y 5 km bajo el nivel de emplazamiento de los filones manto.

cámara tiene una densidad de $2,5 \text{ g/cm}^3$ y su roca de caja una de $2,4 \text{ g/cm}^3$. Si, por relajación tectónica, la cámara experimenta una expansión volumétrica ΔV , la densidad media del contenido total de la cámara se reducirá a ρ^* (según la relación $\rho/\rho^* = (\Delta V + V)/V$) y, de acuerdo con las densidades utilizadas anteriormente, si $\Delta V > 0$ el contraste de densidades (ρ, ρ^*) será mayor que 0. Bajo estas condiciones, el magma ascenderá por 'boyancia' (ecuación (1)) hasta el nivel z_2 , de emplazamiento de los filones manto (Fig.5). La expansión volumétrica ΔV no puede variar mucho más que entre un 5% y 10%, ya que sobre este límite se sobrepasan limitantes de esfuerzos de dilatación puro (Brace *et al.*, 1966; Mogi, 1977), y porque la diferencia de densidades resultante sería más propia de magmas riolíticos. Con una sobrepresión magmática estimada de 100 bar y, para efectos de este análisis, con una expansión volumétrica de entre 4 y 9% los filones manto se emplazarán a una distancia de entre 3 y 5 km sobre la cámara (Fig. 6). Sin embargo, de esta figura se puede observar que, mientras menor sea la dilatación volumétrica, las cámaras magmáticas se localizarán a mayor profun-

dad bajo los filones manto, mientras que en condiciones de alta dilatación, como es esperable encontrar en regímenes extensionales, las cámaras serán más someras. Esto significa que, en un sistema en que las condiciones de relajación tectónica aumentan progresivamente, los filones manto más antiguos se localizarán sistemáticamente más arriba.

Combinando las ecuaciones 3, 5 y 6, se obtiene una relación que permite estimar la razón largo/ancho esperada de un intrusivo (β/ω) en función de la Tensión Uniaxial de la roca de caja ($-K$) y del valor de su Módulo de Young:

$$\frac{\beta}{\omega} = \frac{E}{2K(1-\mu^2)} = \frac{E \cdot m^2}{[2K(m+1)(m-1)]} \quad (7)$$

en que E, K y m ya han sido definidos. La relación β/ω de un intrusivo de este tipo está proyectada en función de la Tensión Uniaxial de la roca para $\mu = 0,25$ ($m = 4$) e intervalos probables del Módulo de Young (Fig. 7). Para rocas con Tensión Uniaxial

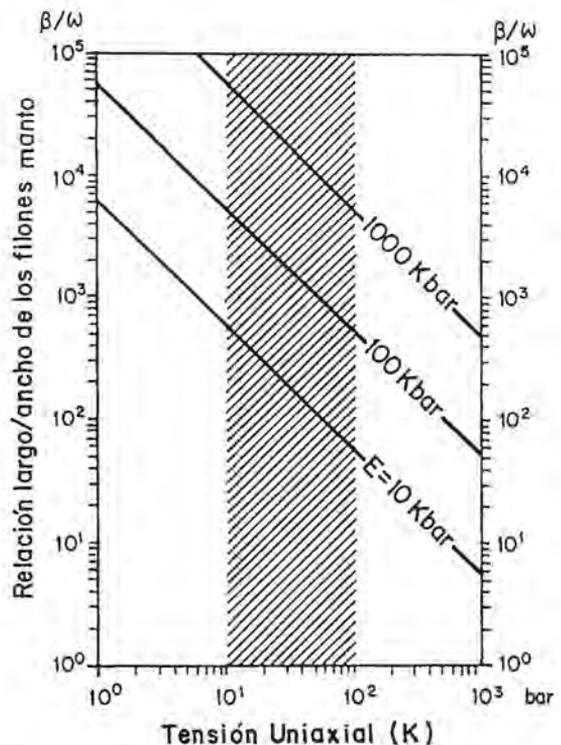


FIG. 7. Gráfico que muestra las relaciones entre el largo y el ancho (β/ω) de un dique o filón manto en relación con la Tensión Uniaxial (K) y el Módulo de Young (E) de la roca de caja. Con sombreado se muestra el intervalo probable del valor de la tensión uniaxial.

variable entre 10 y 100 bar y Módulo de Young comprendido entre 100 y 1.000 kbar (Tabla 2) la relación variará entre 10^3 y 10^6 . La potencia máxima medida en intrusivos de Sierra de Moreno es de 4-6 metros ($\omega = 2-3$ m), lo que significa que en rocas homogéneas se podrían extender entre 2 y 20 km. Mientras más cura y resistente sea la roca de caja, más grande será la relación largo/ancho del intrusivo. Las medidas de la longitud de filones manto en nin-

gún caso sobrepasan los 5 km y es común que midan menos de 1 km, lo que sugiere que tanto el Módulo de Young como la Tensión Uniaxial de la roca, al momento de la intrusión, eran bajas. Si se considera lo señalado anteriormente, que los sedimentos se presentaban húmedos y semiconsolidados durante la intrusión, se infiere que las constantes elásticas necesariamente deben haber sido bajas (Tabla 2).

RAZONES PARA LA 'CONCENTRACION ESTRATIGRAFICA' DE FILONES MANTO

En Sierra de Moreno, la transición de diques a filones manto (y la consecuente concentración de filones manto) se produce localizadamente en un determinado nivel de la columna estratigráfica (Tabla 1).

Concentraciones estratigráficas de filones manto como los de Sierra de Moreno han sido señaladas en muchas otras partes del mundo (Mudge, 1968). Dos razones principales han sido invocadas para explicar esta situación: a- el efecto de las discontinuidades interceptadas por el dique alimentador durante su propagación (como una discordancia o una capa menos competente), y/o b- las diferencias en las constantes elásticas de las unidades estratigráficas que están siendo intruidas. Las discontinuidades pueden hacer que un magma en propagación a lo largo de un conducto vertical o fuertemente inclinado varíe su trayectoria hacia un paralelismo con ella (Mudge, 1968; Pollard, 1973).

Roberts (1970) argumentó que las intrusiones laterales se pueden desarrollar si el magma, en su trayectoria vertical, intercepta sedimentos de menor densidad. En ese caso se requerirá menos trabajo para penetrar planos de debilidad horizontal en lugar de continuar hacia la superficie. Sin embargo, en Sierra de Moreno, esta hipótesis no explica por qué los filones manto se localizan en un nivel que no corresponde con la primera discontinuidad (Tabla 1). Más aún, la sección posee rocas con densidades semejantes, sin que ésta constituya una razón para que los filones manto se concentren en ese nivel específico. Mudge (1968) sugirió que los filones manto se concentran, aproximadamente, a los 2.280 m de profundidad. Argumentó, para acotar esta profundidad, que en ella la presión magmática excederá a la litostática levantando la columna de rocas

sobreyacente. De acuerdo con los contrastes de densidades entre el magma y los sedimentos, la sobrepresión magmática será mayor en la base de la secuencia y no a menor profundidad. Johnson (1970, p. 70) señaló que los lacolitos se emplazan bajo una determinada cubierta de rocas, ya que la potencia del magma está en proporción inversa con el peso de las rocas sobrepuestas, pero esta relación no es válida para el análisis del emplazamiento de filones manto (Pollard y Johnson, 1973, ecuaciones 28a y 28b; Price y Cosgrove, 1990).

Como se ha señalado, en condiciones de isotropía de la roca de caja, los intrusivos tabulares se emplazarán perpendiculares al esfuerzo efectivo principal mínimo, σ_3 (Anderson, 1951; Odé, 1957; Pollard, 1973). Lo anterior conlleva una aparente contradicción, ya que en Sierra de Moreno los diques son subverticales mientras que los filones manto son subhorizontales y, por ende, en el punto de transición, la compresión habría sido simultáneamente subhorizontal y subvertical (Fig. 8).

Para analizar esta situación se ha elegido un sistema de coordenadas que describe la orientación de los intrusivos: los diques de dirección este-oeste corresponderán a la coordenada x ; la dirección norte-sur al eje de coordenadas y , y el eje z es el vertical (Fig. 4). En este sistema de coordenadas para el emplazamiento de filones manto se debe cumplir que

$$S_1 = S_x \geq S_2 = S_y \geq S_3 = S_z$$

o que

$$S_1 = S_y \geq S_2 = S_x \geq S_3 = S_z$$

(8)

mientras que los diques de rumbo este-oeste se emplazarán cuando

$$S_1 = S_x \geq S_2 = S_z \geq S_3 = S_y$$

o cuando (9)

$$S_1 = S_z \geq S_2 = S_x \geq S_3 = S_y$$

Como los filones manto son alimentados por diques, debe existir un cambio desde extensión horizontal a extensión vertical para que un dique se reoriente a un filón manto horizontal (ecuaciones 8 y 9). Las observaciones de terreno, previamente descritas, señalan que en los alrededores del contacto entre diques y filones manto, los diques presentan segmentos 'horns' y estructuras 'en échelon' (Figs. 3e, f, g). Todas estas estructuras son respuesta a un cambio paulatino en la orientación de los esfuerzos, tal como se señala esquemáticamente en la figura 8.

Se intenta demostrar que estos cambios en la dirección de los esfuerzos principales pueden estar localmente controlados por las diferencias en las constantes elásticas (Módulo de Young y el Número de Poisson) propias de cada tipo de roca de caja, y por la magnitud y orientación del campo de deforma-

ción ('strain') en el momento del emplazamiento.

La forma en que el Módulo de Young afecta a la dirección de propagación de un cuerpo tabular fue experimentalmente investigada por Pollard (1973). Los experimentos consistieron en la inyección de grasa perpendicular a capas de gelatina con diferentes módulos elásticos. Cuando los diques se aproximaban a las capas con constantes mayores, éstos doblaban siguiendo una trayectoria paralela con la interfase de las capas.

El Número de Poisson condiciona fuertemente la magnitud de los esfuerzos principales (Price, 1966, p. 71), pudiendo, bajo determinadas circunstancias, variar la orientación de los esfuerzos principales. En este caso, el dique o el filón manto en propagación se orientará, preferentemente, de acuerdo con el régimen local de esfuerzos (Anderson, 1951; Gretener, 1968). La forma en que esta variación de la orientación de los esfuerzos se ve reflejada en los diques y filones manto se muestra esquemáticamente en la figura 8, y las estructuras generadas durante este proceso de cambio son como las señaladas en la figura 3e, f, g. Sin embargo, en ninguno de los estudios citados se consideró el rol fundamental que tiene la combinación de las constantes elásticas en el campo de deformación específico (acortamientos o alargamientos relativos) al que las rocas estaban sometidas durante la intrusión.

El esfuerzo en las direcciones x, y, z en cualquier punto de la corteza elástica está dado por (Fyfe *et al.*, 1978, p. 268):

$$S_z = \rho_r \cdot g \cdot z \tag{10}$$

$$S_x = \left[\frac{m^2}{m^2 - 1} \right] \cdot \left[\epsilon_x \cdot E + \frac{\epsilon_y \cdot E}{m} + \frac{S_z \cdot (m + 1)}{m^2} \right] \tag{11}$$

$$S_y = \left[\frac{m^2}{m^2 - 1} \right] \cdot \left[\epsilon_y \cdot E + \frac{\epsilon_x \cdot E}{m} + \frac{S_z \cdot (m + 1)}{m^2} \right] \tag{12}$$

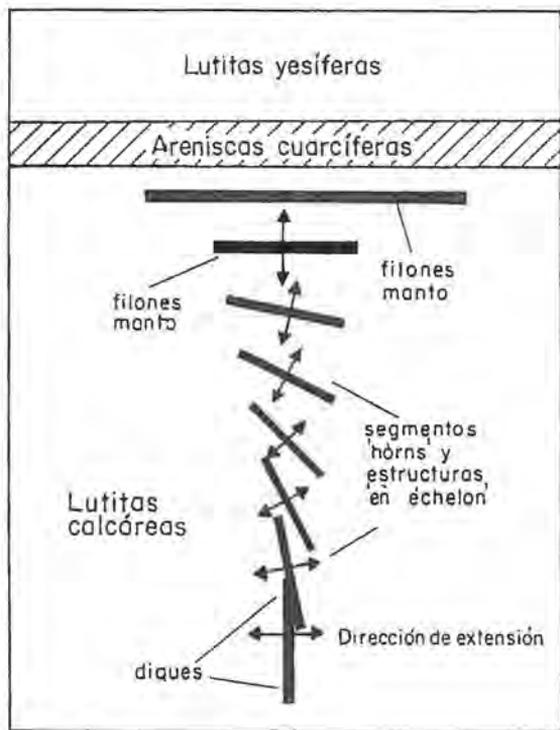


FIG. 8. Diagrama esquemático en que se señala la transición de diques a filones manto en una secuencia estratigráfica similar a la de Sierra de Moreno. Los diques se propagan verticalmente, orientados en forma perpendicular a la dirección del esfuerzo principal menor (dirección de extensión). El cambio litológico condiciona un cambio en la orientación de los esfuerzos principales dando lugar al emplazamiento de filones manto. Entre los diques y los filones manto se desarrollan estructuras 'en échelon', segmentos y 'horns', que señalan orientaciones del esfuerzo principal mínimo, distintas a la orientación óptima para diques o filones manto (Fig. 3).

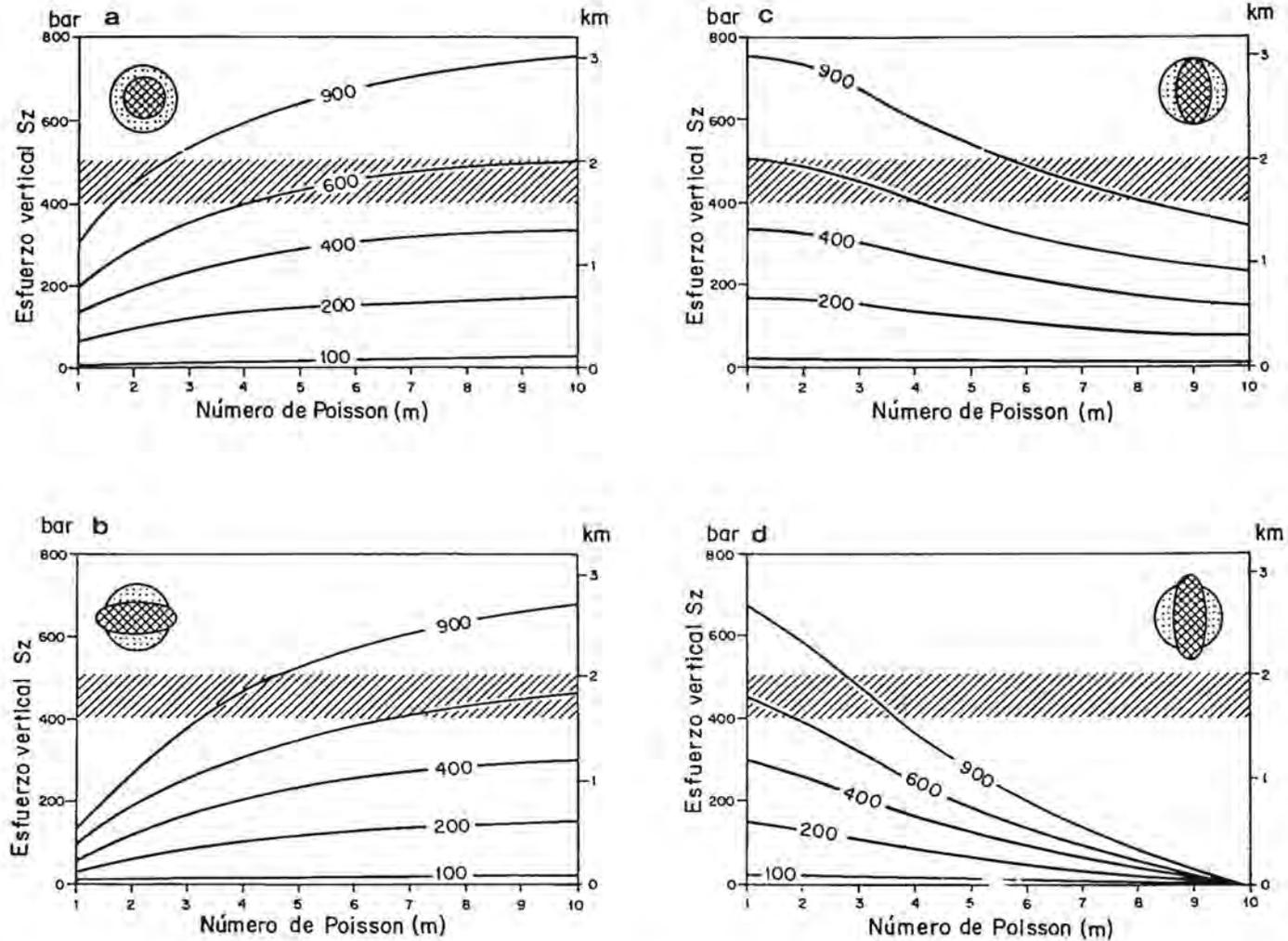


FIG. 9. Condiciones que debe cumplir una barrera de esfuerzos para producir la transición de diques a filones manto con valores de Módulo de Young (E), expresado en Kbar, y número de Poisson (m), variables en cada caso. Profundidad z expresada es equivalente a la profundidad de la columna estratigráfica luego de la decompactación. La transición en z es sólo posible para los valores de las constantes, E y m, en los intervalos sombreados y para las familias de deformación (intervalos de 'strains' ϵ) señalados para las direcciones x y y, respectivamente: a- $\epsilon_x=0,001$ y $\epsilon_y=0,001$; b- $\epsilon_x=0,001$ y $\epsilon_y=-0,0001$; c- $\epsilon_x=0$ y $\epsilon_y=0,005$; d- $\epsilon_x=-0,0001$ y $\epsilon_y=0,005$. El diagrama con el círculo punteado señala el estado sin deformación y la elipse sombreada, la orientación y deformación con respecto al estado no deformado.

en donde ρ es la densidad de la roca de caja, m es el número de Poisson [$m=1/\mu$, ver ecuación (5)] y ϵ_x y ϵ_y son acortamientos o alargamientos arbitrarios en las direcciones x e y , respectivamente.

La magnitud relativa y la orientación de los esfuerzos principales, requeridos para la formación de diques y filones manto, son las señaladas en las ecuaciones 8 y 9: los filones manto se emplazan cuando $S_x \geq S_y \geq S_z$ y un dique en propagación ($S_x \geq S_y$) pasará a un filón manto cuando intercepte un grupo de capas en que $S_y \geq S_z$. Esto ocurrirá cuando las ecuaciones 10 y 12 se resuelvan simultáneamente según las restricciones impuestas por la desigualdad (8):

$$\left| \frac{m^2}{m^2-1} \right| \cdot \left[\frac{\epsilon_x \cdot E}{m} + \epsilon_y \cdot E + \frac{S_x(m+1)}{m^2} \right] \geq S_z \quad (13)$$

Agrupando términos y simplificando la desigualdad se obtiene una relación que describe el paso de diques a filones manto, en función de E , m , ϵ_x y ϵ_y de tal forma que para todo $m \neq 2$ se cumple que:

$$S_z < \frac{m \cdot E (\epsilon_x + m \cdot \epsilon_y)}{(m+1) \cdot (m-2)} \quad (14)$$

Esta desigualdad fue resuelta para valores extremos y variables de E (entre 50 y 1.000 Kbar, Fig. 9) y m (entre 1 y 10) y para las nueve combinaciones posibles de ϵ_x y ϵ_y ($=$, $>$ y $<$ que 0), cuyos resultados de significación geológica (z y $S_z > 0$) están representados en la figura 9 para Módulos de Young, E , de 100, 200, 400, 600 y 900 Kbar. En el análisis se consideró que la transición de diques a filones manto se produjo a una profundidad de entre 1,5 y 2 km, considerando los espesores estratigráficos (Tabla 1), corregidos por decompactación. De esta figura se desprende que, para que se produzca el paso de un filón manto a partir de un dique alimentador, a las profundidades señaladas, se debe cumplir que el dique se aproxime a un nivel estratigráfico en que E y m sean altos, pero sólo se producirán en condiciones de deformación tectónica, ϵ_x y ϵ_y bien definidas como aquéllas señaladas en la figura 9. Sobre o bajo estos intervalos de ϵ_x y ϵ_y , algunas transiciones son teóricamente posibles, pero éstas no podrían ocurrir a la profundidad estratigráfica (luego de la decompactación) que se señala en la figura 9 (Tabla 1).

La deformación al momento de la transición juega un rol importante ya que, en general, a una deter-

minada profundidad, ésta se puede producir en sólo dos regímenes tectónicos principales: a- a una misma profundidad E decrece mientras m crece cuando hay contracción en la dirección norte-sur ($\epsilon_y > 0$) y desde contracción hasta extensión en la dirección este-oeste (ϵ_x). Para que se produzca la transición a esta profundidad, el valor de ϵ_y debe ser del orden de 10^3 y el de ϵ_x puede variar entre 10^{-3} y -10^{-4} (Fig. 9a, b); b- a una misma profundidad E y m crecen simultáneamente cuando hay contracción en la dirección este-oeste y extensión o quietud en la dirección norte-sur. Para que la transición se produzca bajo estas condiciones, ϵ_y puede variar entre 0 y $-5 \cdot 10^{-4}$ y ϵ_x debe ser del orden de $5 \cdot 10^{-3}$ (Fig. 9c, d). En términos simples, lo anterior significa que cuando el estadio tectónico es extensional en la dirección norte-sur y contraccional en la dirección este-oeste, o extensional en la dirección este-oeste y contraccional en la dirección norte-sur, la transición de diques a filones manto se verá favorecida.

Desde un punto de vista puramente mecánico la selección del estadio tectónico (extensión norte-sur o este-oeste, Fig. 9) operativo durante la intrusión es simple al considerar los requerimientos mínimos de ambos módulos elásticos, ya que a igualdad de profundidades, en una extensión norte-sur se requieren rocas con E y m proporcionalmente más bajos que en el caso de una extensión este-oeste (Fig. 9c, d). Sin embargo, los mínimos requerimientos de las constantes elásticas no son compatibles con los mínimos requerimientos de esfuerzos horizontales ya que en estos últimos casos los esfuerzos serán muy altos, más que aquéllos que parecen razonables en este tipo de situaciones.

En Geología es ampliamente conocido el hecho que la sedimentación y, en general, cualquier proceso natural, no está exclusivamente controlado por los óptimos mecánicos, sino por las probabilidades. Un análisis combinado permite sugerir que no existe una situación única favorable para la transición de diques a filones manto y que ésta se podrá dar en todos los casos en que coincidan los tipos litológicos para condicionar este proceso, tal como se indica en la figura 10. Sin embargo, en ausencia de otros argumentos, se puede concluir que en cuencas de evolución general regida por extensión este-oeste y leve contracción norte-sur los diques pueden pasar a filones manto. Esta transición también se producirá en estadios que trascienden la deformación, vale decir, cuando momentáneamente la extensión es

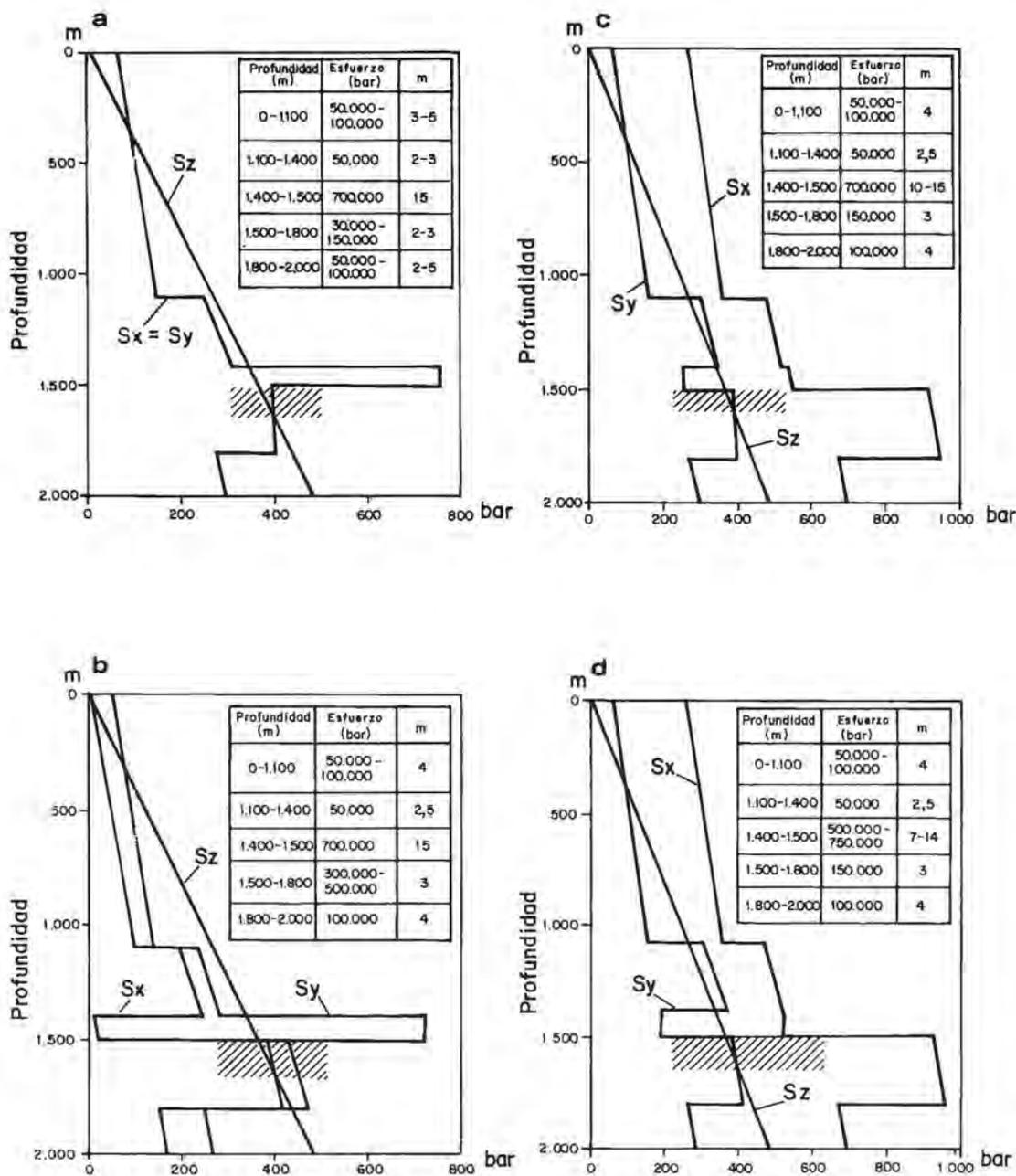


FIG. 10. Estado de esfuerzos que permite el paso de diques a filones manto en función de las constantes elásticas de la roca de caja y de las deformaciones ϵ_y y ϵ_x en las direcciones este-oeste y norte-sur, según los valores indicados en los gráficos a, b, c y d de la figura 9. Los diques este-oeste se emplazan cuando S_x o S_z son mayores que S_y , mientras que los filones manto cuando S_x o S_y son mayores que S_z . Constantes elásticas de cada intervalo y estado de esfuerzo señalado para cada situación extrema de la figura 9: a- $\epsilon_y=0,001$ y $\epsilon_x=0,001$; b- $\epsilon_y=0,001$ y $\epsilon_x=0,0001$; c- $\epsilon_y=0$ y $\epsilon_x=0,005$; d- $\epsilon_y=-0,001$ y $\epsilon_x=0,005$. Zona sombreada destaca la región en donde se favorece el emplazamiento de filones manto a partir de diques.

norte-sur o cuando haya cesado la extensión este-oeste.

Por estar mejor controlada la litología de la columna sedimentaria de Sierra de Moreno, se presentan ejemplos de la concentración de filones manto en el submiembro de lutitas calcáreas en Sierra de Moreno (Tabla 1). Los esfuerzos indicados en las ecuaciones 10-12 están representados en la figura 10 para los mismos estadios tectónicos señalados en la figura 9, y para valores de E y m correspondientes a intervalos medios a bajos (en consideración a que estas rocas estaban húmedas o poco consolidadas en el momento de su intrusión) de rocas de composición semejante a las de cada submiembro de la Formación Quinchamale (Tabla 2). De las figuras 9 y 10 se infiere que, bajo determinadas condiciones elásticas y en variados regímenes tectónicos, es mecánicamente posible que los filones manto se emplacen en los niveles en donde se cumpla con los estadios de esfuerzos requeridos en la relación (14), figura 10. Los filones manto de la Sierra de Moreno se concentran en el techo del

submiembro de lutitas calcáreas, bajo areniscas cuarcíferas que no están intruidas por los diques (ecuación (8), Fig. 10). La ausencia de diques sobre los filones manto y sobre el submiembro de areniscas cuarcíferas permite inferir que éstas constituyen barreras de esfuerzos, cuyas constantes elásticas deben haber sido cercanas a aquéllas señaladas en las figuras 9 y 10.

Se puede concluir que las condiciones para el emplazamiento de diques sobre las barreras de esfuerzo no se cumplen ya que (i) el esfuerzo diferencial local, (ii) la Tensión Uniaxial y/o (iii) el Módulo de Young o el Número de Poisson de la roca eran en exceso altos (Tabla 2). Estas características señalan que las rocas por sobre los filones manto tenían, en comparación con el resto de la secuencia, una composición distinta, y/o un grado de litificación o consolidación comparativamente mayor. Debe destacarse que los filones manto se concentran hacia el techo del miembro marino de la Formación Quinchamale, en donde las condiciones propias de un ambiente marino comienzan a modificarse hacia uno continental.

EFFECTOS DE LOS DIQUES Y FILONES MANTO EN LA DEFORMACION

El efecto que los diques y filones manto pueden ejercer (o a vez experimentar), durante la deformación de sus rocas encajadoras se refleja en una comparativa ausencia de pliegues en los sectores adyacentes, y a un mayor grado de fracturamiento interno en relación con el de la roca de caja.

Se señaló que en Sierra de Moreno y en la cordillera de Domeyko la deformación aumenta hacia las proximidades de la falla que yuxtapone a los sedimentos con el Basamento. Esta consiste en pliegues internos de estilo cofre y chevron despegados según planos de estratificación y con superficies axiales paralelos a la falla que los limita por el este (Figs. 1, 2a, b).

Donde los sedimentos están intruidos por filones manto, el grado de deformación es considerablemente menor (Fig. 1). Se sugiere, por lo tanto, que los filones manto, donde estaban presentes, modificaron localmente el sistema mecánico produciendo una variación del estilo estructural resultante. Considérese, por ejemplo, un sistema de multicapas sometido a acortamiento. Los filones manto intercalados son más potentes y más competentes que las

rocas sedimentarias que los alojan y, por lo tanto, introducirán una mayor resistencia al plegamiento, inhibiendo la deformación del conjunto.

La fuerza crítica (F_{crit}) para iniciar la amplificación de un pliegue puede ser estimada a partir de la ecuación de Euler (Biot, 1965; Price y Cosgrove, 1990).

$$F_{crit} = \frac{\pi^2 \cdot E \cdot I}{\lambda_1^2} \quad (15)$$

en que E es el Módulo de Young de la roca que se está deformando, λ_1 es la longitud de onda de la flexura elástica de la capa guía, en este caso equivalente al largo β de filón manto al inicio del plegamiento, e I es el momento de inercia. El momento de inercia de una barra rectangular se define como $I = (\omega^3 \cdot b)/12$, en donde ω es la potencia del filón manto (tal como se definió en la ecuación (5)), y b es el ancho de la barra, que para efectos de este análisis se considerará unitario. La ecuación (15) se puede reescribir en términos del esfuerzo crítico (S_{crit}) requerido para iniciar el plegamiento:

$$S_{\text{crit}} = \frac{F_{\text{crit}}}{\omega \cdot b} = \frac{\pi^2 \cdot E \cdot \omega}{12 \cdot \beta} \quad (16)$$

De la ecuación (16) se desprende que el esfuerzo requerido para iniciar el plegamiento es inversamente proporcional a la relación $(\beta/\omega)^2$ y directamente proporcional a E. Como con los datos de terreno se puede establecer que $\beta/\omega \gg 1$ y el módulo de Young E de los filones manto es de hasta 10 veces mayor que el de los sedimentos, es casi inevitable concluir que los esfuerzos mínimos críticos necesarios para iniciar el plegamiento de los filones manto intercalados será virtualmente imposible de alcanzar antes que se sobrepase el límite elástico de resistencia al fractura-

miento. En otras palabras, donde hay filones manto intercalados, es poco probable que el conjunto se presente fuertemente plegado, ya que el nivel de esfuerzos requeridos es tal que éstos se habrían fracturado antes.

Lo anterior es compatible con el hecho que los filones manto estén fallados, fracturados, repetidos inversamente y guiados en material sedimentario más incompetente, lo que produce un abultamiento de la estratigrafía por apilamiento estructural. Esta situación está también presente en aquellos niveles calcáreos más rígidos que, al igual que los filones manto, tenderán a fracturarse antes de plegarse.

CONCLUSIONES

Los depósitos mesozoicos que rellenan las cuencas de trasarco del norte de Chile están, en partes, severamente intruidos por diques y filones manto. El análisis de la mecánica de intrusión permite obtener conclusiones generales con las cuales se puede determinar algunas de las condiciones tectónicas existentes durante la evolución de las cuencas, por lo menos en el momento de la intrusión de los diques y filones manto. El análisis de las estructuras internas y relaciones de contacto de los intrusivos son importantes, además, para establecer las condiciones de borde mecánicas del sistema operativo durante la propagación e intrusión del magma, la transición de diques a filones manto y su consecuente concentración estratigráfica.

- Los diques y filones manto presentan estructuras internas y relaciones de contacto con sus rocas de caja, que son características de intrusión en sedimentos húmedos y semilitificados, posiblemente durante la sedimentación y subsidencia de la cuenca respectiva.
- El análisis mecánico y dimensional de los filones manto señala que la Tensión Uniaxial de las rocas de caja al momento de la intrusión era en exceso baja, como aquélla esperable en sedimentos húmedos y semilitificados.
- Sobre la base de la medición de la geometría de los intrusivos y su utilización en la determinación de las presiones magmáticas causantes de la intrusión, se pueden establecer los valores extremos de 'boyancia' para diferentes intervalos de contraste de densidad entre el magma y su roca

de caja. En los casos analizados en el norte de Chile, y bajo los supuestos considerados, la cámara magmática se encontraría ubicada a una profundidad variable entre 3 y 5 km bajo el nivel estratigráfico donde los filones manto se emplazaron y concentraron.

- Para que se produzca la transición de diques a filones manto a las profundidades establecidas, el sistema tectónico juega un rol importante, ya que esto sólo puede ocurrir en regímenes del tipo: **a-** extensional a pasivo en la dirección axial de la cuenca (norte-sur) y contraccional en la dirección este-oeste, y/o **b-** extensional en la dirección este-oeste. Se establece, entonces, que no se pueden generar filones manto a partir de diques este-oeste en cuencas sometidas a extensión en ambas direcciones (Fig. 9).
- En regímenes extensionales, la profundidad de las cámaras respecto al nivel de emplazamiento de los filones manto es somera, mientras que en regímenes contraccionales éstas son más profundas. En un proceso de relajación tectónica continua los filones manto más antiguos se ubicarán relativamente más abajo, mientras que en un sistema de contracción creciente los filones manto más jóvenes estarán más arriba.
- La razón de la localización de la transición de diques a filones manto y su consecuente concentración estratigráfica está controlada por las combinaciones de las constantes elásticas de las rocas intruidas que producen una modificación local de la orientación del campo de esfuerzos

principales. La inversión de los estadios de esfuerzos que permiten el emplazamiento de diques alimentadores de filones manto está controlado por la intercepción de niveles de rocas en que se cumpla que, a una misma profundidad: **a**-E decrece mientras **m** crece si hay contracción en la dirección norte-sur, y **b**-E y **m** crecen simultáneamente cuando hay contracción este-oeste y extensión norte-sur.

- Donde los sedimentos están intruidos por filones manto, el grado de deformación es considerablemente menor. El análisis estructural señala que los esfuerzos mínimos críticos necesarios para iniciar el plegamiento y estructuración de los filones manto intercalados será difícil de alcanzar antes que se sobrepase el límite elástico de resistencia al fracturamiento. En otras palabras, donde hay filones manto intercalados es poco probable que éstos se presenten plegados, ya

que el nivel de esfuerzos requeridos es tal que se habrían fracturado antes.

- Corolario de lo anterior es que los niveles de 'deformación concentrada en forma de fracturas' pueden constituir efectivos y eficientes reservorios de hidrocarburos de porosidad de fractura en secciones marinas de mala porosidad primaria, como es el caso de las secuencias pelíticas, evaporíticas y carbonatadas del norte de Chile.
- Los mecanismos de intrusión y emplazamiento de cuerpos tabulares como los establecidos en este estudio consideran las variables físicas de las rocas y dinámicas del medio en que se desarrollan. Son, por lo tanto de carácter predictivo y aplicables al análisis del emplazamiento de vetas, vetillas y otros cuerpos de geometría tabular y sistemática. Sin embargo, para cada caso se deben ajustar las variables hidráulicas y mecánicas pertinentes.

AGRADECIMIENTOS

Los estudios en terreno que condujeron a la publicación de esta contribución se realizaron mientras el autor trabajaba para el Servicio Nacional de Geología y Minería. Estas observaciones fueron posteriormente complementadas y ampliadas con trabajos realizados para la Empresa Nacional del Petróleo. Se agradece a los editores de la Revista

Geológica de Chile por la rápida y constructiva revisión de las primeras versiones del trabajo y a E. Pérez d'A. por su especial dedicación editorial y pulcra desvulgarización del texto. Este trabajo no se hubiese podido escribir, ni menos terminar, de no existir los computadores portátiles capaces de ser utilizados en los aviones.

REFERENCIAS

- Anderson, E.M. 1938. The dynamics of sheet intrusion. *The Royal Society of Edinburgh, Proceedings*, Vol. 58, p. 242-251.
- Anderson, E.M. 1951. The dynamics of faulting and dyke formation with applications to Britain. *Oliver and Boyd*, 191 p. Edinburgo.
- Biot, M. 1965. Theory of internal buckling of confined multilayered structure. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 75, p. 63-68.
- Birch, F. 1966. Compressibility; elastic constants. In *Handbook of physical constants* (Clark, S.; editor). *Geological Society of America, Memoir*, No. 97, p. 97-173.
- Brace, W.F.; Paulding, B.W.; Scholz, C.H. 1966. Dilatancy in the fracture of crystalline rocks. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 71, p. 3939-3953.
- Corvalán, J. 1990. Geologic-tectonic framework of the Andean Region. In *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources* (Eriksen, G.; Cañas, M.T.; Reinemund, J.A.; editors). *Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Science Series*, Vol. 2, p. 1-11.
- Daly, R.; Manger, G.E.; Clark, S. 1966. Density of Rocks. In *Handbook of physical constants* (Clark, S.; editor). *Geological Society of America, Memoir*, No. 97, p. 19-26.
- Delaney, P.; Pollard, D. 1981. Deformation of host rocks and flow of magma during growth of minette dikes and breccia-bearing intrusions near Ship Rock, New Mexico. *U.S. Geological Survey, Professional Paper*, No. 1202, 61 p.
- Delaney, P.; Pollard, D. 1982. Solidification of basaltic

- magma during flow in a dike. *American Journal of Science*, Vol. 282, p. 856-887.
- Dickinson, W.R.; Suczek, C. 1979. Plate tectonics and sandstone compositions. *American Association of Petroleum Geology, Bulletin*, Vol. 63, p. 2164-2182.
- Emerman, S.; Marrett, R. 1990. Why dikes? *Geology*, Vol. 18, p. 231-233.
- Emerman, S.; Turcotte, D.L. 1984. Diapiric penetration with melting. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Vol. 36, p. 276-284.
- Fedotov, S.A. 1978. Ascent of basic magmas in the crust and the mechanism of basaltic fissure eruptions. *International Geology Review*, Vol. 20, p. 33-48.
- Fyfe, W.S. 1970. Some thoughts on granitic magmas. In *Mechanisms of igneous intrusion* (Newall, G.; Rast, N.; editors). *Galley Press*, p. 201-216. Liverpool.
- Fyfe, W.S.; Price, N.J.; Thomson, A.B. 1978. Fluids in the Earth's Crust. *Elsevier Publishing Co.*, 383 p.
- Gretener, P.E. 1969. On the mechanics of intrusions of sills. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol. 6, p. 1415-1419.
- Griffith, A.A. 1924. The theory of rupture. In *International Congress of Applied Mechanics, No. 1, Proceedings* (Biezeno, C.B.; Burgers, J.M.; Waltman, J. Jr.; editors), 55 p.
- Harambour, S.M. 1990. Geología pre-cenozoica de la Cordillera de los Andes entre las quebradas Aroma y Juan de Morales, Región. Memoria de Título (Inédito), *Universidad de Chile, Departamento de Geología*, 228 p.
- Hubbert, M.K.; Rubey, W.W. 1959. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust-faulting. Part I. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 70, p. 115-205.
- Jaeger, J.C. 1962. Punching tests on discs of rock under hydrostatic pressure. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 67, p. 369-373.
- Jaeger, J.C.; Cook, N.G. 1979. Fundamentals of rock mechanics. *Methuen*, 593 p. Londres.
- Johnson, A.M. 1970. Physical processes in geology. *Freeman, Cooper and Co.*, 577 p.
- Johnson, A.M.; Pollard, D. 1973. Mechanics of growth of some laccolithic intrusions in the Henry Mountains, Utah. Part I. *Tectonophysics*, Vol. 18, p. 261-309.
- Lawn, B.R.; Wilshaw, T.R. 1975. Fracture of brittle solids. *Cambridge University Press*, 204 p.
- Maksaev, V. 1978. Cuadrángulo Chitigua y sector occidental del Cuadrángulo Cerro Palpana. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile*, No. 31, 55 p.
- Mpodozis, C.; Ramos, V. 1990. The Andes of Chile and Argentina. In *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources* (Erickson, G.; Cañas, M.T.; Feinmund, J.A.; editors). *Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Science Series*, Vol. 2, p. 59-90.
- Mogi, K. 1977. Dilatancy of rocks under general triaxial stress states with special reference to earthquake precursors. *Journal of Physical Earth, Supplement*, Vol. 25, p. S203-217.
- Morris, S. 1982. The effects of a strongly temperature-dependant viscosity on slow flow past a hot sphere. *Journal of Fluid Mechanics*, Vol. 124, p. 1-26.
- Mudge, M.R. 1968. Depth control of some concordant intrusions. *Bulletin of the Geological Society of America*, Vol. 73, p. 315-332.
- Muzzio, G. 1980. Geología de la región comprendida entre el cordón de Varillay Sierra las Vizcachas, precordillera de Atacama, Chile. Memoria de Título (Inédito), *Universidad de Chile, Departamento de Geología*, 176 p.
- Odé, H. 1957. Mechanical analysis of the dike pattern of the Spanish Peaks Area, Colorado. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 68, p. 567-576.
- Pérez, E. 1982. Bioestratigrafía del Jurásico de la Quebrada Asientos, Norte de Potrerillos, Región de Atacama. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile, Boletín*, No. 27, p. Santiago.
- Pollard, D.D. 1973. Derivation and evaluation of a mechanical model for sheet intrusions. *Tectonophysics*, Vol. 19, p. 233-269.
- Pollard, D.D. 1987. Elementary Fracture Mechanics Applied to the Structural Interpretation of Dykes. In *Mafic Dyke Swarms* (Halls, C.H.; Fahrig, W.F.; editors). *Geological Association of Canada, Special Paper*, Vol. 34, 503 p.
- Pollard, D.D.; Johnson, A.V. 1973. Mechanics of growth of some laccolithic intrusions in the Henry Mountains, Utah, Part II. *Tectonophysics*, Vol. 46, p. 41-63.
- Pollard, D.D.; Segall, P. 1987. Theoretical displacements and stresses near fractures in rock: with applications to faults, joints, veins, dikes, and solution surfaces. In *Fracture Mechanics of Rock* (Atkinson, B.K.; editor). *Academic Press Geology Series*, p. 277-349. London.
- Price, N.J. 1966. Fault and joint development in brittle and semi-brittle rock. *Pergamon Press*, 186 p.
- Price, N.J.; Cosgrove, J.W. 1990. Analysis of geological structures. *Cambridge University Press*, 502 p.
- Ribe, N.M. 1983. Diapirism in the earth's mantle: experiments on the motion of a hot sphere in a fluid with temperature-dependant viscosity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 16, p. 221-245.
- Rittmann, A. 1962. Volcanoes and their activity. *John Wiley and Sons, Inc.*, 306 p. New York.
- Roberts, J.L. 1970. The intrusion of magma into brittle rocks. In *Mechanisms of Igneous Intrusion* (Newall, G.; Rast, N.; editors). *Galley Press*, p. 287-338. Liverpool.
- Robson, G.R.; Barr, K.G. 1964. The effect of stress on faulting and minor intrusions in the vicinity of a magma body. *Bulletin of Volcanology*, Vol. 27, p. 315-330.
- Schreiber, B.C. 1986. Arid shorelines and evaporites. In *Sedimentary environments and facies* (Reading, H.G.; editor). *Blackwell Scientific Publications*, 615 p.
- Secor, D.T. 1965. Role of fluid pressure in jointing. *American Journal of Science*, Vol. 263, p. 633-646.
- Secor, D.T. 1968. Mechanisms of natural extension functioning at depth in the earth's crust. In *Conference on Research in Tectonics, Proceedings* (Baer, A.J.; Norris, D.K.; editors). *Geological Survey of Canada, Paper No. 6852*, p. 3-47.

- Shaw, H., 1980. The fracture mechanism of magma transport from the mantle to the surface. In *Physics of magmatic processes*, Princeton, New Jersey (Hargraves, R.B.; editors). *Princeton University Press*, p. 201-264.
- Skarmeta, J. 1983. The structural geology of the Sierra de Moreno, Northern Chile. Ph.D. Thesis (Unpublished), *University of London*, 299 p.
- Skarmeta, J. 1986. Algunas consideraciones acerca del diaclasamiento, en las rocas de caja, asociado a la intrusión de diques: ejemplos del Norte de Chile. *Revista Geológica de Chile*, No. 28-29, p. 17-31.
- Skarmeta, J.; Marinovic, N. 1981. Hoja Quillagua. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile*, No. 51, 63 p. Santiago.
- Sleep, N.H. 1988. Trapping of melt by veins and dikes. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 93, p. 10255-10272.
- Suppe, J. 1985. *Principles of Structural Geology*. Prentice Hall, Inc., 537 p.
- Turcotte, D.L. 1987. Physics of magma segregation processes. In *Magmatic Processes: physicochemical principles*. Cornell University, Department of Geological Sciences, Contribution, No. 830, p. 59-74.