

ANALISIS ESTRUCTURAL DE PLIEGUES QUE AFECTAN A LA FORMACION SICHAL (TERCIARIO MEDIO), SIERRA DE MORENO, REGION DE ANTOFAGASTA. PARTE I: GEOMETRIA

JORGE SKARMETA M.

Serv. Nac. Geol. y Minería, Casilla 10465, Santiago, Chile.

RESUMEN

En este trabajo se consideran las propiedades geométricas de un sistema de pliegues que afecta a la Formación Sichal (Terciario medio) en Sierra de Moreno, Región de Antofagasta.

Este sistema está constituido por un sinclinal, seguido de un anticlinal, que grada hacia el oriente a rocas con disposición horizontal. El anticlinal tiene un núcleo de tipo "chevron" el que grada hacia arriba a un pliegue de tipo "cofre", de geometría tridimensional cambiante.

El núcleo se clasificó de acuerdo con la relación t'_α vs. α la que indica que aquél pertenece a la Clase 1, cuyo limbo oeste tiende a la Subclase 1A, mientras que el limbo este tiende a la Subclase 1C.

Estudios de terreno permiten señalar que la deformación de los limbos se produjo, fundamentalmente, por un mecanismo de tipo flexural, mientras que las charnelas sufrieron deformación tangencial. El cálculo de los niveles de despegue, mediante secciones balanceadas, indica que estas estructuras se generaron sobre un plano de despegue superficial, ubicado entre 160 y 260 m bajo la posición original de las capas ahora plegadas.

La geometría de las venillas de yeso existentes en cada limbo y la orientación de los cristales que las rellenan permiten sugerir que existieron fracturas *antes* del plegamiento, las que fueron rotadas durante este proceso y rellenadas *durante y/o posteriormente* a él.

ABSTRACT

This paper considers the geometric properties of a Middle Tertiary fold system exposed in Sierra de Moreno. This fold belt is formed from west to east by a syncline and an anticline that grades into nondisturbed horizontal rocks. The anticline has a chevron type geometry at its core, grading to a box fold type geometry in its outer layers. The chevron fold was classified using the t'_α vs. α relationship, showing that it belongs to Class 1, whereas the western limb belongs to Sub-class 1A and the eastern limb to Sub-class 1C.

Field studies allow to conclude that the folding mechanism was a combination of flexural slip at the limbs, and tangential longitudinal strain at the hinges. Balanced cross-section calculation shows that the structures generated over a shallow "decollement" plane, between 130 and 260 m below the folding surface.

The process of "unfolding" carried out on the gypsum-filled veins that cross-cut both limbs, and the crystal orientation of the gypsum which fills them, indicate that fractures existed *prior* to buckling. These fractures were rotated during buckling and infilled with gypsum *during* and *after* buckling and/or flattening.

INTRODUCCION

En grandes extensiones de la cordillera del Norte Grande de Chile, aflora una formación conglomerádico-arenosa, con intercalaciones piroclásticas de edad terciaria media (partes de la Formación

Altos de Pica, Galli y Dingman, 1962; Formación Sichal, Maksaeu 1978; Formación Papajoy, Vergara 1978).

En Sierra de Moreno y áreas inmediatamente

adyacentes (Skarmeta y Marinovic, 1981; Makshev 1978; Vergara 1978), la Formación Sichel se presenta "estadísticamente" horizontal. Sin embargo, en el sector suroccidental de esta sierra se ha encontrado una franja de rocas de esta unidad que están íntegramente plegada, las que rápidamente gradan hacia el este, a rocas horizontales. Los pliegues presentan variaciones geométricas fuertes, en sus distintos lugares de afloramiento, y también variaciones dentro de cada sección de perfil.

El examen de los pliegues muestra que hay varios factores físicos que coinciden con su presencia. Uno de éstos es la existencia de una intercalación prismática de lutitas y arcillas yesíferas entre los conglomerados y otro, la ocurrencia, en las rocas plegadas, de numerosas venillas de yeso, con deshidratación parcial, rehidratación y orientación preferencial de cristales.

De esta descripción surgen algunas preguntas. Por qué hay variaciones fuertes de la geometría de estos pliegues en distancias pequeñas; por qué los pliegues desaparecen hacia el este; cuál es el control litológico de la geometría resultante y cuáles fueron las condiciones físicas durante su desarrollo y su interrelación con la reología de las rocas en deformación.

Para intentar responder alguna de las interrogantes anteriores, se desarrolló un estudio estructural comprehensivo de estos pliegues, a partir de su forma geométrica actual o término final de su desarrollo. Idealmente, un estudio de este tipo debería reflejar, i) la mecánica de plegamiento; ii)

el estado de esfuerzo durante el plegamiento; iii) las propiedades mecánicas de las rocas y, eventualmente, iv) la trayectoria de la deformación.

El análisis de las formas no puede, sin embargo, correlacionar estos factores, especialmente el estado de esfuerzos y la trayectoria de la deformación (Ramsay, 1967). Ellos serán asignados y deducidos por métodos indirectos.

En consecuencia, en este trabajo se discute, principalmente, la mecánica del plegamiento y las propiedades de las rocas durante el mismo. Debido a su longitud se dividió el estudio en tres partes mayores, que serán publicadas en forma independiente. La parte I es una descripción de la morfología de las rocas plegadas, considerando las estructuras primarias (*i.e.* estratificación) y aquellas generadas posteriormente (*i.e.* fracturas y venillas). La parte II está relacionada con la clasificación, petrografía y estructura del yeso/anhidrita, que se presenta, tanto en venillas como en capas concordantes con la estratificación, y con las evidencias que de aquí se pueda obtener para determinar la influencia del agua liberada durante la reacción de deshidratación del yeso en el proceso de plegamiento. La parte III se refiere, fundamentalmente, a las condiciones mecánicas existentes durante el plegamiento, deducidas a partir de las fracturas y la orientación cristalográfica del yeso en ellas, siendo las condiciones generales de borde, aquellas determinadas en el análisis geométrico, que se expone a continuación.

GEOLÓGIA LOCAL

La geología general del sector de Sierra de Moreno ha sido recientemente descrita por Skarmeta y Marinovic (1981). Por esta razón, en esta sección se hace una breve referencia a la geología general y se discute, más en detalle, la geología de la Formación Sichel.

La Sierra de Moreno está constituida por un bloque levantado, compuesto por rocas graníticas, migmatíticas y metamórficas, de edad paleozoica. Este bloque limita hacia el oeste con una depresión, que está rellena por los depósitos continentales del Cenozoico, asignados a la Formación Sichel.

Esta formación, originalmente definida por Makshev (1978), consiste en una secuencia de hasta 1.000 m de rocas clásticas, en la quebrada Sichel, y reconocida en otros sectores del cuadrángulo Chitigua, en el borde oriental de Sierra de Moreno. Se dispone, en discordancia, sobre granitoides paleozoicos y sobre formaciones mesozoicas (Skarmeta y Marinovic, 1981, p. 27). Subyace, discordantemente, a ignimbritas del Mioceno Superior (Formación Ichuno), en muchos sectores de Sierra de Moreno (Fig. 1).

Esta unidad, que es arealmente homogénea en su litología, está constituida por conglomerados

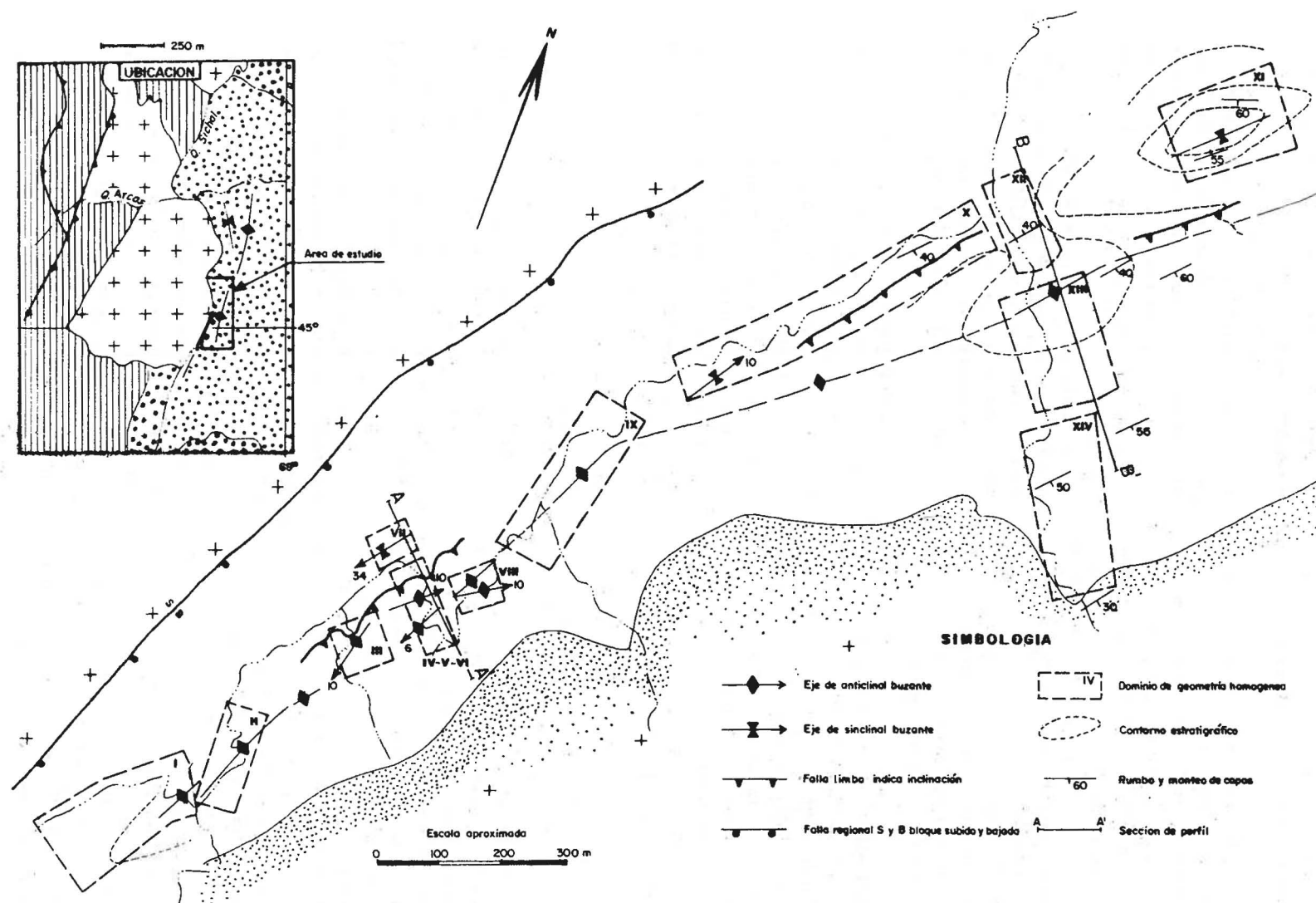


FIG. 1. Mapa estructural y de ubicación del sistema plegado. En el mapa de ubicación: achurado vertical indica rocas metamórficas de edad paleozoica; cruces indican rocas graníticas; punteado abierto indica depósitos no consolidados y punteado fino indica conglomerados y lutitas de la Formación Sical. En el mapa estructural: el punteado indica conglomerados; las cruces, granitoides y el blanco, lutitas yesíferas, objeto de este estudio.

de grano grueso y fino, brechas conglomerádicas y areniscas cuarcíferas, de grano grueso, y presenta intercalaciones locales de lutitas yesíferas y yeso macizo.

Arealmente, los conglomerados son el tipo litológico de mayor importancia, constituyendo el 90% del volumen total de rocas aflorantes, salvo en Quebrada Quinchamale y sectores adyacentes, donde aflora un lente potente de lutitas yesíferas que, en este sector, forman el tipo litológico predominante. Esta intercalación de lutitas yesíferas tiene forma prismática y muestra importantes variaciones de espesor, de norte a sur. Es así como, en el sector de la quebrada BB' (Fig. 1), alcanza valores cercanos a los 300 m mientras que, hacia el sur, se reducen prácticamente hasta desaparecer (véase también Fig. 16, para apreciar cambios de espesor).

Los conglomerados están constituidos por fragmentos de mala clasificación y selección, subangulosos a subredondeados, de tamaño variable entre 1 y 10 cm. En el sector de Quebrada Quinchamale, son frecuentes los microconglomerados bien seleccionados, en capas de 20-60 cm, constituidos por cuarzo equidimensional, subeuhedral, y por plagioclasa, de 0,3-0,5 cm, todos ellos derivados de los granitoides gruesos sobre los que se dispo-

nen, en discordancia. En este sector, y debido a la proximidad de estas rocas con lutitas yesíferas, están cementadas por yeso.

Las lutitas son pardas y se presentan en paquetes de 0,40-1 m, contienen abundante cantidad de venillas de yeso y/o anhidrita, en varias direcciones, además de frecuentes intercalaciones de yeso sedimentario. Las venillas están normalmente, pero no siempre, interrumpidas en los planos de estratificación.

Las venillas de yeso presentes, tanto en los planos de estratificación como a través de ellos, muestran orientación de los cristales; el estudio de éstos ha demostrado que guardan relación con su historia deformacional. Su descripción será el objeto de la Parte II, que se publicará para completar este estudio.

Las capas plegadas tienen espesor individual, variable, entre 0,3 y 1 m. Las capas de menor grosor, dentro de la unidad de "lutitas yesíferas", corresponden a areniscas, microconglomerados o yeso macizo, todas ellas separadas entre sí por niveles, algo más gruesos, de lutitas yesíferas laminadas. Los niveles más detríticos y mejor cementados se han comportado más competentemente en comparación con los niveles lutíticos, más incompetentes.

ANÁLISIS ESTRUCTURAL

La descripción del sistema de pliegues que afecta a la Formación Sichal no es simple, ya que su geometría es esencialmente variable, tanto en las secciones de perfil como en la dirección del eje. Para poder analizarla, se confeccionó un mapa estructural en el cual se separaron dominios de geometría homogéneos y se construyeron perfiles precisos con huincha. Esta sección se referirá, en consecuencia, a la descripción de los dos primeros aspectos arriba señalados, los que, finalmente, se integrarán esquemáticamente en un bloque-diagrama (Fig. 16).

EL SISTEMA DE PLIEGUES

La figura 1 muestra que el sistema de pliegues que afecta a la Formación Sichal está constituido, de oeste a este, por un sinclinal seguido de un anticlinal, que grada rápidamente a rocas horizonta-

les. El sinclinal, a su vez, está limitado al oeste por las rocas graníticas, paleozoicas, que constituyen el núcleo de la Sierra de Moreno, siendo este contacto con la Formación Sichal, por falla (Fig. 1, ver "falla regional") o depositacional en zonas adyacentes a la figura 1.

Los ejes de estos pliegues tienen rumbos generales NE y buzan, tanto al norte como al sur, según el sector de afloramiento (Fig. 1). En general, se puede señalar que, en trechos cortos, los pliegues describen formas de monturas y domos, y asemejan a situaciones de deformación anelástica.

El rumbo de los ejes varía de sur a norte y desde el núcleo del pliegue hacia las capas externas (donde éste pudo ser determinado en niveles individuales). La variación del rumbo del pliegue, en ambos sentidos, tiende a rotar en la dirección contraria a la de los punteros del reloj.

La extensión del eje del anticlinal alcanza, a-



FIG. 2. Vista del pliegue de "cofre" del perfil BB'. Capas externas con forma de cofre que, hacia el núcleo, se transforman en "chevron". En el extremo superior izquierdo, distorsión por falla de limbo. Vista al norte.

proximadamente, los 4 km; sus formas van atenuándose tanto hacia el norte como hacia el sur, donde finalmente desaparece. Esto, junto con su variación en las secciones de perfil, conforma la geometría variable, en tres dimensiones.

Conjuntamente con la variación de potencia ya señalada, se ha podido determinar que hay ciertas variaciones litológicas dentro de este nivel de lutitas yesíferas. Es así como, en el sector del perfil BB', la serie consiste en una alternancia de lutitas yesíferas con areniscas conglomerádicas, yesíferas, mientras que en el sector del perfil AA' se trata sólo de lutitas yesíferas.

Estas variaciones de espesor y de litología son coincidentes con las grandes variaciones areales que este sistema de pliegues presenta; desde pliegues paralelos con un eje (AA' en Fig. 1), hasta pliegues de "cofre" que presentan una bifurcación de los ejes en las capas externas (BB' en Fig. 1).

El anticlinal de "cofre" ubicado al norte (BB' en Figs. 1 y 2) grada, hacia su núcleo, a un pliegue de tipo "chevron" (Fig. 3) y el sinclinal, ubicado

inmediatamente al oeste, se asemeja a formas de "chevron".

El ala occidental del anticlinal presenta una "falla de limbo" a lo largo de casi toda su extensión (Fig. 4a). Esta es prácticamente horizontal, encontrándose que los niveles *sobre* la falla se desplazan al oeste, con relación a los que están bajo ella (Fig. 4c).

Es notable la transición desde las superficies falladas a aquéllas plegadas hacia el interior de la estructura, destacándose así niveles particulares de despegue de ciertos grupos de capas con respecto a otros (Fig. 4b).

DOMINIOS DE GEOMETRIA HOMOGENEA

El mapeo estructural (Fig. 1) y el análisis de los datos obtenidos han permitido individualizar catorce dominios (I-XIV) de comportamiento homogéneo, desde el punto de vista geométrico. Estos, fueron definidos en áreas pequeñas, que abarcan una parte o el total de una estructura, lo que permite comparar los distintos dominios.

La ubicación de estos dominios está señalada en la figura 1 y sus datos estructurales y la proyección estereográfica de éstos, en la figura 5. Cada dominio se refiere, por lo general, a un limbo o a una parte de una estructura; los datos más trascendentes de cada dominio se resumen en la Tabla 1.

Los siguientes elementos estructurales se analizarán en esta sección:

1. Estratificación: en el anticlinal, en el sinclinal, sobre y bajo la falla de limbo.
2. Ejes de pliegues: en general, de rumbo constante, con variaciones de cierta significación en su inclinación, lo que sugiere que, en tres dimensiones, exista una geometría no cilíndrica.
3. Fallas: de limbo (Fig. 4), regional (Fig. 1) y de plano de estratificación (Fig. 5).
4. Venillas rellenas de yeso y/o anhidrita: de tensión y de cizalle, en general, deformadas durante el plegamiento.
5. Dirección de crecimiento de cristales: dirección del eje c (mayor) del yeso en venillas, que indica la dirección del esfuerzo principal menor (Durney y Ramsay, 1973).
6. Estrías en planos de falla.
7. Dirección de cuellos de "boudinage".
8. Pliegues parásitos.

La Tabla 1 reúne sucintamente esta información, observándose que:

1. Los ejes de los pliegues parásitos son espacialmente coincidentes con el plano de la falla de limbo que los generó. El rumbo del eje principal del sistema de pliegues está próximo a la falla de limbo.
2. Las estrías de falla de plano de estratificación tienden a ser perpendiculares al eje principal del pliegue.
3. El "boudinage" sólo se produce en capas cuya inclinación supera los 70° y sus cuellos no son estrictamente paralelos con el eje del sistema plegado.

A partir de la figura 5 se obtuvieron datos acerca de la máxima dispersión de la orientación de los ejes de pliegue desde la horizontal (β) y el valor máximo de los ángulos dihedros (γ). Estos valores, proyectados en un diagrama PQR (Williams y Chapman, 1979) indican que el grado de no cilíndricidad general de la estructura es bajo (Fig. 6).

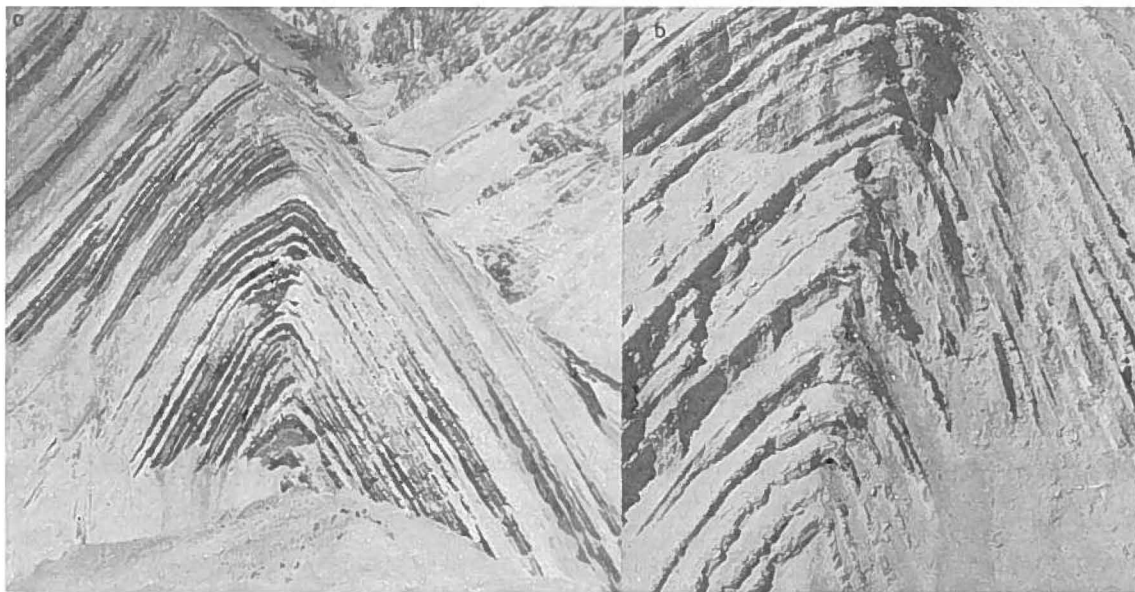


FIG. 3. Núcleo de "chevron" del pliegue de "cofre" de la figura 2: a) vista hacia el sur; b) vista al norte.

TABLA 1. DESCRIPCION DE DOMINIOS GEOMETRICAMENTE HOMOGENEOS

Dominio	Parte de la Estructura	Orientación	Fallas	Venillas	Estrías y/o Dirección de Crecimiento	Comentarios
I	Limbo oeste anticlinal y charnela mal definida	60/30°W Eje: 10° a 27	Regional 20/70°W			Dispersión de polos de S_0 por falla regional y/o fallas internas en conglomerados gruesos.
II	Anticlinal	Eje: 0° a 16	0-10° con S_0 en ambos limbos			Boudinage en limbo oeste, anticlinal y pliegues parásitos.
III	Anticlinal	Eje: 4° a 6 (sobre falla)	Limbo 98/70°S	Conjugadas bajo falla		Falla de limbo paralela al eje del pliegue y a los pliegues parásitos.
IV	Parte crestal del núcleo	Eje: 10° a 54	Paralela a S_0 en limbo este		En falla, formando entre 70° y 90° con el eje	Estrías paralelas a S_0 y perpendicular al eje.
V	Parte baja del núcleo	Eje: 6° a 205	Paralela a S_0 en ambos limbos	Rellenan todas las fallas		Estrías paralelas a S_0 y perpendicular al eje.
VI	Falla en limbo oeste del anticlinal	312/23°S	Limbo, otras fallas a 20° con S_0			Falla de limbo trunca a S_0 , pliegues parásitos asociados con falla de limbo.
VII	Sinclinal	Eje: 34° a 230	Limbo, curva 320/55°W			Pliegues parásitos en Z en limbo oeste, con falla de plano axial.
VIII	Anticlinal	Eje: 0° a 55 Eje: 6° a 205	Limbo 120/50°N	Curvas, hasta 80° con S_0		Diferente concentración de polos en niveles conglomerádicos. Fibras perpendicular a S_0 .
IX	Anticlinal	Mal definido	Dos grupos: 40° con S_0 0° con S_0	Rellenan fallas	Dirección cizalle (aprox. perpendicular al eje)	
X	Sinclinal	Eje: 10° a 32	Limbo 100/10°N	0-20° con S_0	En falla de limbo	Falla paralela al eje del pliegue.
XI	Sinclinal	Eje: 0° a 21				
XII	Limbo oeste del anticlinal	40°/60°-90°W	Curvas que se hacen paralelas a S_0	Dos generaciones	75° a 24 60° a 143	Cuello boudinage paralelo al eje de pliegue del dominio XIII.
XIII	Núcleo del anticlinal	Eje: 0° a 38	1) 23/30°E 2) 35/80°E		65° a 306 20° a 310	Estructuras de acomodación en núcleo.
XIV	Limbo este del anticlinal	30/35°E				Manteo decrece de oeste a este en conglomerados.

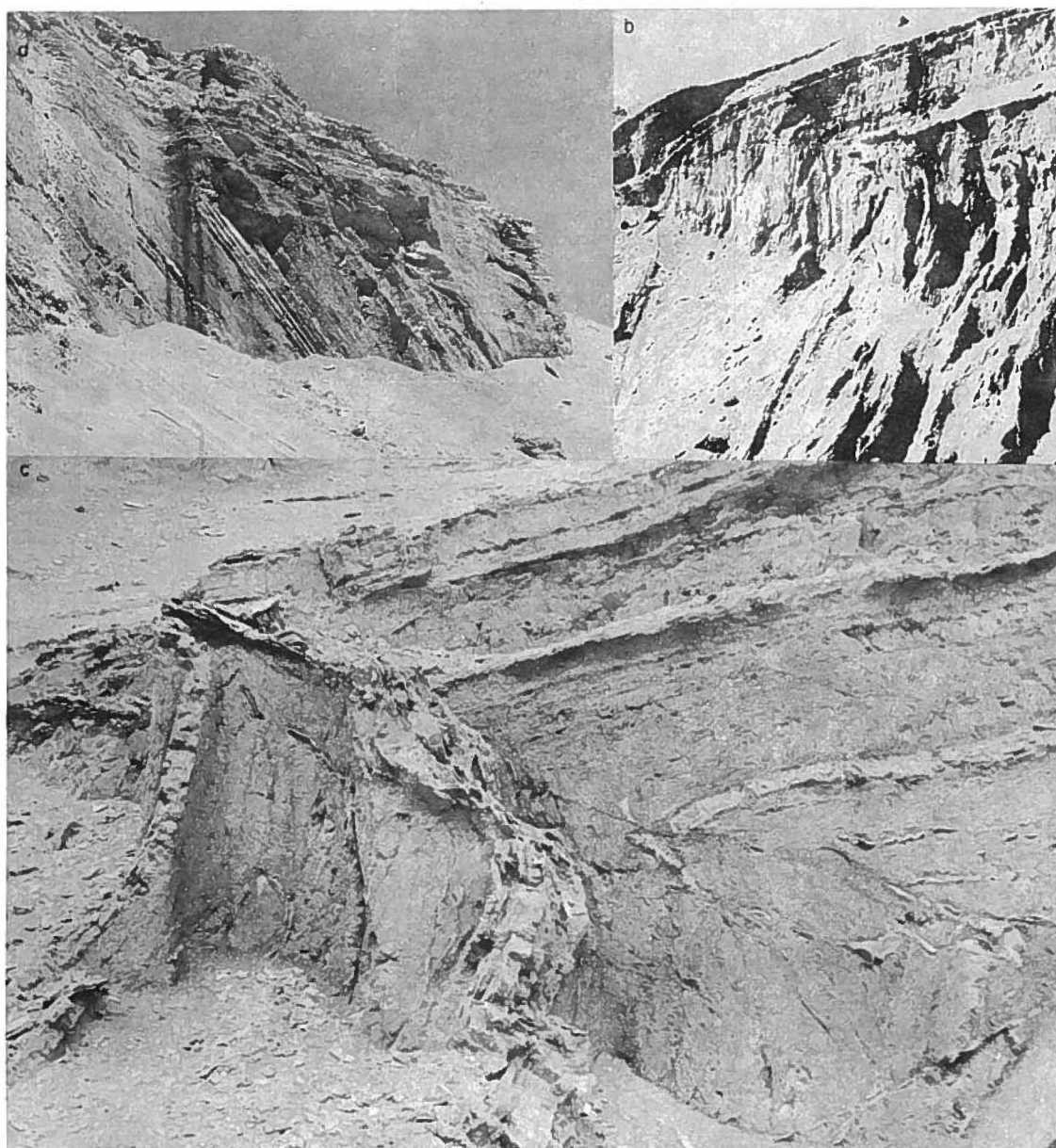


FIG. 4. Falla de limbo, del limbo oeste del anticlinal: a) vista al este; b) transición de capas plegadas a capas falladas; c) pliegues de arrastre en proximidades de la falla.

MORFOLOGÍA DEL ANTICLINAL

La caracterización morfológica de todo este sistema de pliegues no es posible ya que, para hacer mediciones precisas, debe contarse con secciones completas y afloramientos continuos. En vista de esto, se caracterizará el anticlinal expuesto en la quebrada del perfil BB', el mejor desarrollado del

sistema y que cumple las condiciones necesarias recién señaladas. El anticlinal de la sección AA' es más restringido y está muy distorsionado por fallas locales, internas (Fig. 11), las que dificultan las mediciones.

EL NUCLEO TIPO "CHEVRON"

Los caracteres morfológicos más llamativos del núcleo de este anticlinal se enumeran a continuación:

1. Los limbos del anticlinal son rectos y de gran dimensión, en comparación con la porción de capas pertenecientes a las charnelas, las que son muy agudas. En ellas, el radio de curvatura es mayor (a veces circular) externamente y menor, internamente (Figs. 3 y 7).
2. Las capas más competentes (areniscas, etc.) tienen espesor constante, tanto en los limbos como alrededor de las charnelas, manteniendo, casi siempre, la separación constante entre los niveles individuales.
3. Los niveles lutíticos muestran espesores constantes sólo en los limbos, mientras que en las charnelas presentan variaciones de espesor, el que, casi invariablemente, aumenta.
4. Los niveles lutíticos, incompetentes, en partes, presentan deformación interna, originada por

flujo (Fig. 7), la que no es significativa en los niveles competentes.

5. Las variaciones geométricas en el núcleo del pliegue son comunes en sectores donde hay diferencias de espesor de las capas contiguas de charnela, originándose así estructuras de "colapso" (Fig. 7).
6. El comportamiento relativo de las lutitas con respecto a los niveles competentes, que mantuvieron el espesor constante, indica que las primeras fluyeron hacia las charnelas del pliegue.

LAS CAPAS EXTERNAS TIPO "COFRE"

Las capas externas del anticlinal están plegadas en forma de "cofre" y se generan gradando a partir del núcleo tipo "chevron". Estas capas muestran rápidos cambios de la superficie axial hacia formas policlinales, con dos charnelas (y dos superficies axiales) inclinadas entre ellas (Figs. 2 y 7). En el limbo oeste, algunas de las capas que forman el pliegue de "cofre" están "boudinadas".

GEOMETRIA DEL ANTICLINAL EN SECCION

La clasificación y descripción de pliegues se facilita, al considerar secciones perpendiculares al eje de la estructura (perfil BB', Fig. 1). Este tipo de análisis permite un estudio en dos dimensiones y su posterior comparación.

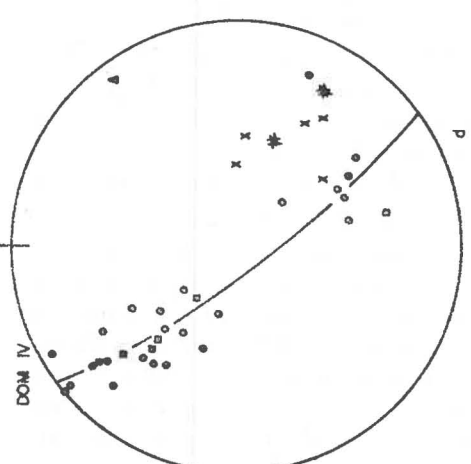
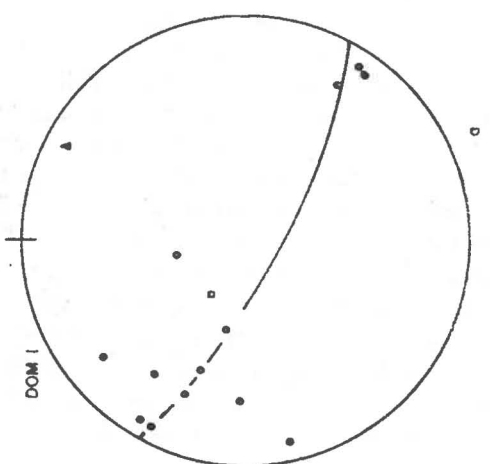
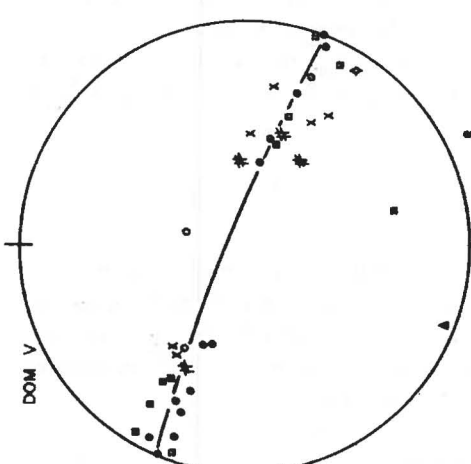
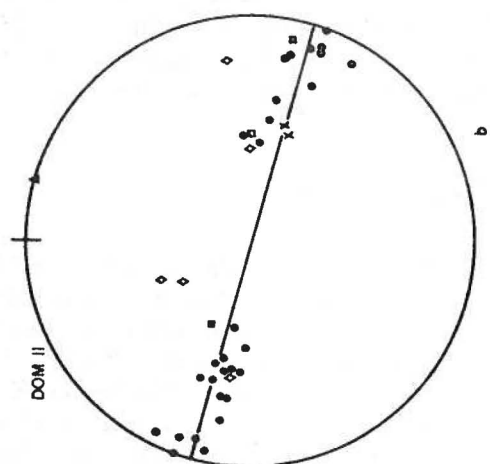
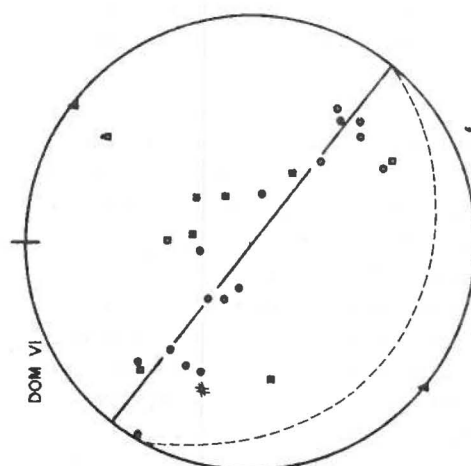
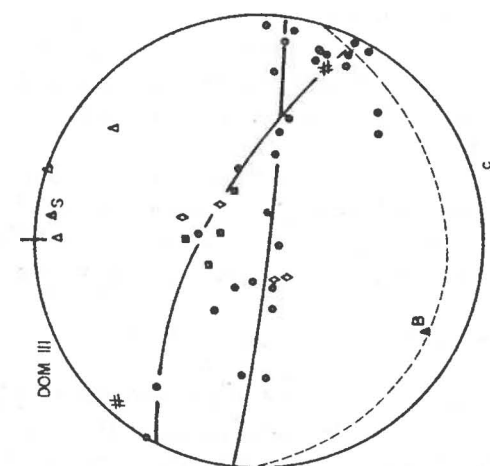
CLASIFICACION

Como se señaló, partes de este pliegue pueden ser clasificadas en forma precisa. Para esto se empleará la clasificación propuesta por Elliot (1965) y discutida *in extenso* por Ramsay (1967), quienes utilizaron los parámetros de potencia de capas y de isogonas de inclinación.

La clasificación está basada en la inclinación de las líneas que unen puntos de igual manteo en capas sucesivas. Para esto se midió el espesor de la capa o nivel entre superficies limitantes, construyendo tangentes a cada superficie, en ángulos de $90^\circ - \alpha$ (α es el manteo de la capa) con la superficie axial del pliegue. En general, el espesor t_α varía con α y se expresa como una proporción de este valor con el de la charnela (t_0 en que $\alpha = 0$), y que se define $t'_\alpha = t_\alpha/t_0$.

También se midió el espesor de las capas con distintos manteos en la dirección paralela a la superficie axial (T_α). En forma similar, ésta se expresa como una proporción en la dirección de la charnela (T_0 , en que $\alpha = 0$) y se representa según el parámetro $T'_\alpha = T_\alpha/T_0$. Es demostrable además que $t'_\alpha = T'_\alpha \cos \alpha$ para cualquier posición en cualquier pliegue.

Se consideró una porción del perfil del pliegue de "cofre" con abundantes medidas de terreno y con un buen número de medidas en el núcleo tipo "chevron" (Figs. 2 y 3). Para simplificar las medidas se agruparon capas separadas por niveles de evidente fallamiento de plano de estratificación, las que totalizan siete. Cada "grupo" de capas está señalado en la figura 7; su identificación en los gráficos T'_α vs. α y t'_α vs. α de las figuras 8 y 9 puede verse leyendo el número y letra que lo acompaña (W indica limbo occidental y E, limbo oriental). Cada limbo, a ambos lados de la charnela, está clasificado de este modo. En las figuras 8 y 9 se ha señalado el dominio de cada una de las clases de pliegues separados por



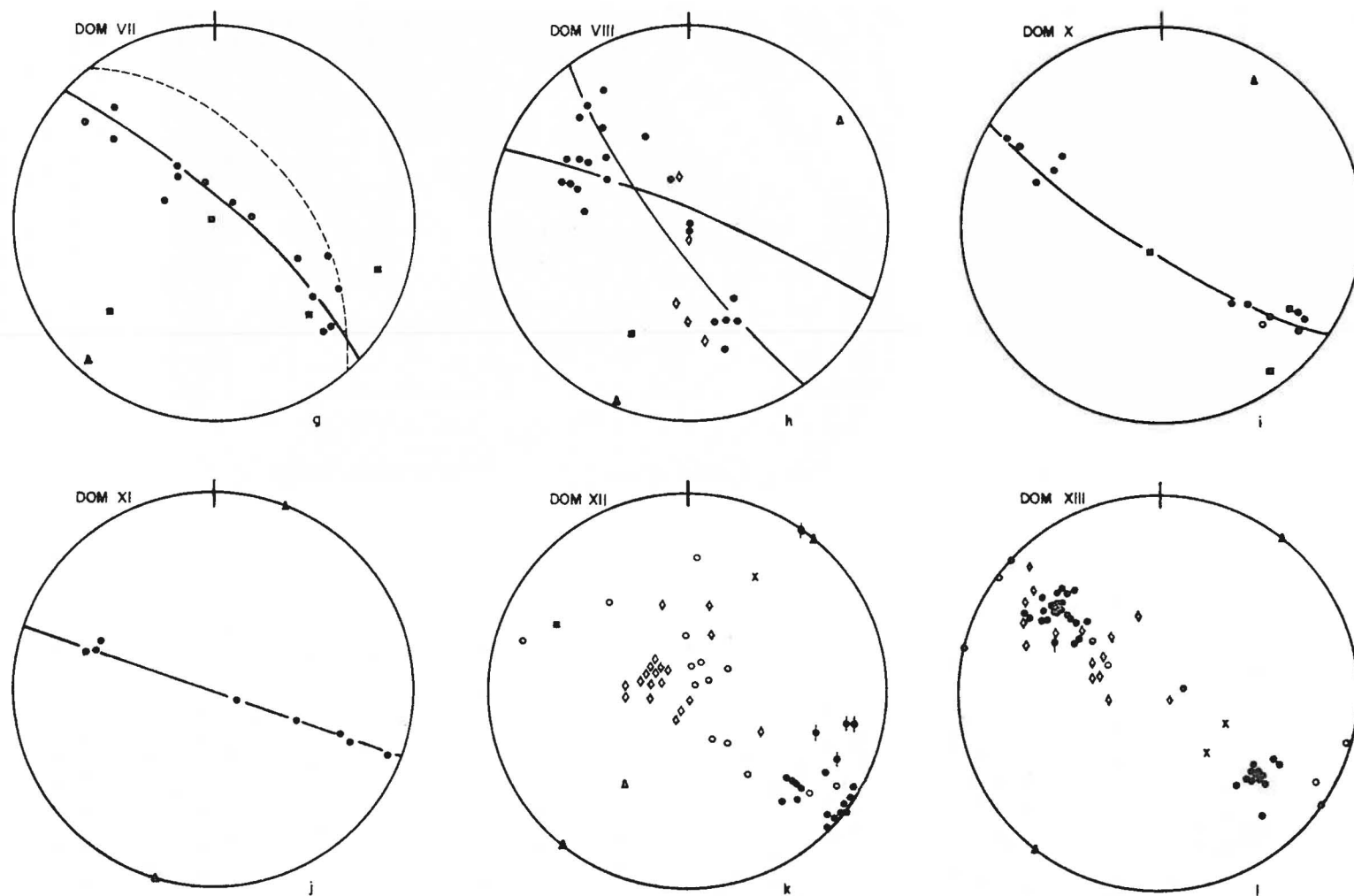


FIG. 5. Datos geométricos medidos en los diferentes dominios estructurales ubicados en la figura 1. • polos de estratificación; □ polo de falla regional; ◇ polo de venilla; ■ polo de falla de plano de estratificación; x estría contenida en plano de estratificación; # estría contenida en plano de falla; Δ eje parásito medido; ▲ eje de pliegue calculado; ○ dirección de mayor extensión; ♦ niveles boudinados; ϕ cuello de boudin. Trazo curvo, continuo, círculo máximo que mejor calza los polos de estratificación; trazo curvo, segmentado, falla de limbo; S: sobre falla de limbo; B bajo falla de limbo. Proyección en hemisferio inferior.

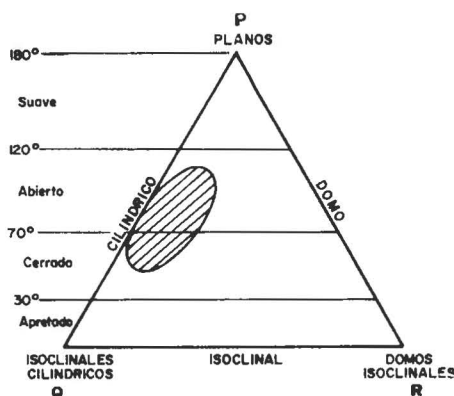


FIG. 6. Diagrama de clasificación de pliegues no cilíndricos (según Williams y Champan, 1979). P: planaridad; Q: cilindridad; R: domicidad. Área achurada indica pliegues de esta zona, de alta cilindridad.

Ramsay (1967). Puede verse aquí que el pliegue, en general, corresponde a la Clase 1 (que se caracteriza porque la curvatura del arco interior es siempre mayor que la del arco exterior).

De estas figuras es posible obtener las siguientes generalizaciones (Figs. 8 y 9):

1. Las capas 1E-5E pertenecen a la Subclase 1C.
2. Las capas 6E y 7E pertenecen a la Subclase 1A. Son éstas, justamente, las capas que definen el pliegue de "cofre".
3. De la capa 1 a la 5 hay una tendencia a aproximarse a la Subclase 1B con valores de $\alpha < 30^\circ$. Esta situación es consistente con la observación general de la forma en que, hacia el centro del pliegue, es del tipo "chevron" con potencia ortogonal constante ($t'_\alpha = 1$).
4. Las capas 1W-7W tienen tendencia a definirse hacia la Subclase 1A, desde el límite de las Subclases 1B y 1C, con el aumento de α , vale decir, salvo el núcleo del pliegue, las capas W son de la Subclase 1A ($t'_\alpha > 1$).
5. Hacia las afueras del pliegue las capas W y E pertenecen a la Subclase 1A, mientras que hacia el centro, donde el pliegue es de tipo "chevron", éste se aproxima a la Subclase 1B, ambos limbos de trayectorias próximas (Figs. 8 y 9).

En la figura 10 se unieron las líneas de igual manteo en el mismo pliegue clasificado en las figuras 8 y 9. De esta figura se puede inferir que las curvas de isomanteo, en general, convergen hacia el arco interno del pliegue, y que en su ala oeste son

fuertemente convergentes, mientras que lo son moderadamente en el ala este. Hacia el centro del pliegue (capas 1 y 2) estas curvas tienden al paralelismo (poca convergencia), lo que es consistente con su clasificación morfológica de pliegue tipo "chevron".

Las capas 6 y 7, a su vez, indican el predominio del pliegue de "cofre", donde se generan dos familias de curvas de isomanteo y una superficie plana.

FORMA

La forma se refiere a los cambios relativos de la inclinación de la superficie plegada, particularmente en la charnela. Esta clasificación de la forma, de acuerdo con el "análisis visual armónico" (Hudle-



FIG. 7. Núcleo de "chevron". Se muestra contraste litológico entre niveles arenoso-yesíferos (claros) y lutítico-arcillosos (oscuros). Flujo de arcillas hacia el núcleo, variación de espesor y generación de estructuras de colapso.

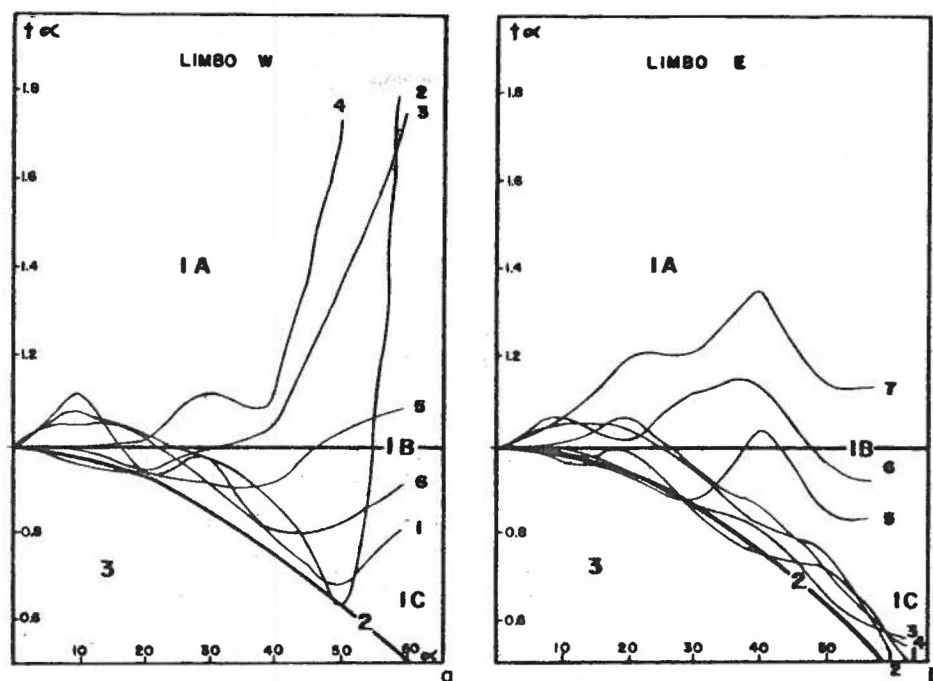


FIG. 8. Diagrama t'_α vs. α que clasifica los grupos de capas 1-7 de cada limbo (ver Fig. 10). Clases de pliegues indicados con números. a) limbo oeste; b) limbo este. Ver texto para explicación.

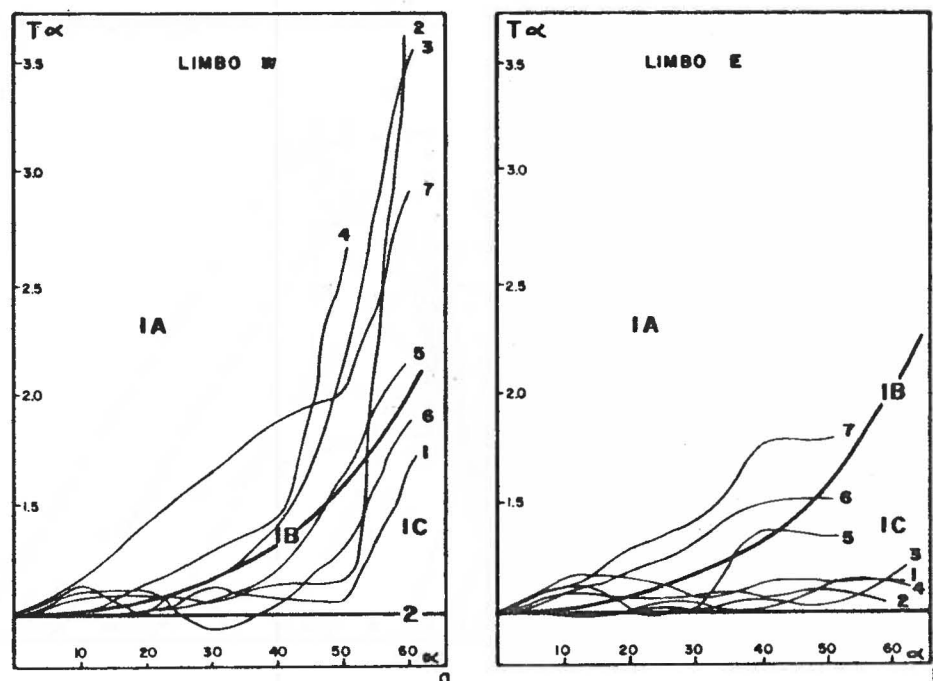


FIG. 9. Diagrama T'_α vs. α que clasifica los grupos de capas 1-7 de cada limbo (ver Fig. 10). Clases de pliegues indicados con números. a) limbo oeste; b) limbo este.

ston 1973, p. 24-25), indica una transición desde pliegue de "cofre", en las capas externas, hasta "chevron", en el núcleo.

El apretamiento es una función del ángulo diedro; esta función ha sido utilizada por Fleuty

(1964) para clasificar pliegues. De acuerdo con este autor, este pliegue puede ser clasificado como uno de eje subhorizontal, con superficie axial fuertemente inclinada y ángulo diedro cercano a los 70° (Figs. 3, 6 y 7).

ANÁLISIS DEL PLEGAMIENTO

Las rocas plegadas presentan distorsiones diferentes, originadas durante la deformación. Estas distorsiones pueden ser, en general, producidas por alguno de los dos mecanismos de plegamiento siguientes o por la combinación de ellos: mecanismo con deslizamiento de un plano respecto a otro, o, mecanismo sin deslizamiento de planos entre sí.

Una vez que el pliegue logró un nivel crítico de equilibrio, el proceso de aplastamiento puede modificar la geometría obtenida por la mecánica de plegamiento común. Es también posible que el plegamiento y el aplastamiento se desarrollen en forma simultánea.

MECANISMO DE PLEGAMIENTO

En general, todas las estructuras presentes apuntan al hecho que el mecanismo que gobernó la deformación fue flexural, con cizalle paralelo a los

planos de estratificación. Sin embargo, hay deformación local entre los planos de estratificación, que indica la existencia de una componente de deformación tangencial, principalmente localizada en la zona de la charnela, en el núcleo del pliegue.

Se enumeran, a continuación, las características que, en este sistema de pliegues, son concordantes con aquellas que definen estos mecanismos de plegamiento (*i.e.* Ramsay, 1967; 1974).

1. Deslizamiento de capas hacia el núcleo, que queda demostrado por la existencia de fallas inversas de plano de estratificación. Estas están mejor desarrolladas en los limbos que en las charnelas y mejor preservadas en los niveles lutíticos. En estas fallas se observa yeso estriado, cuyas estrías se presentan, en su mayoría, perpendiculares al eje del pliegue de ese nivel estratigráfico.
2. Ascendiendo estratigráficamente, se observa u-

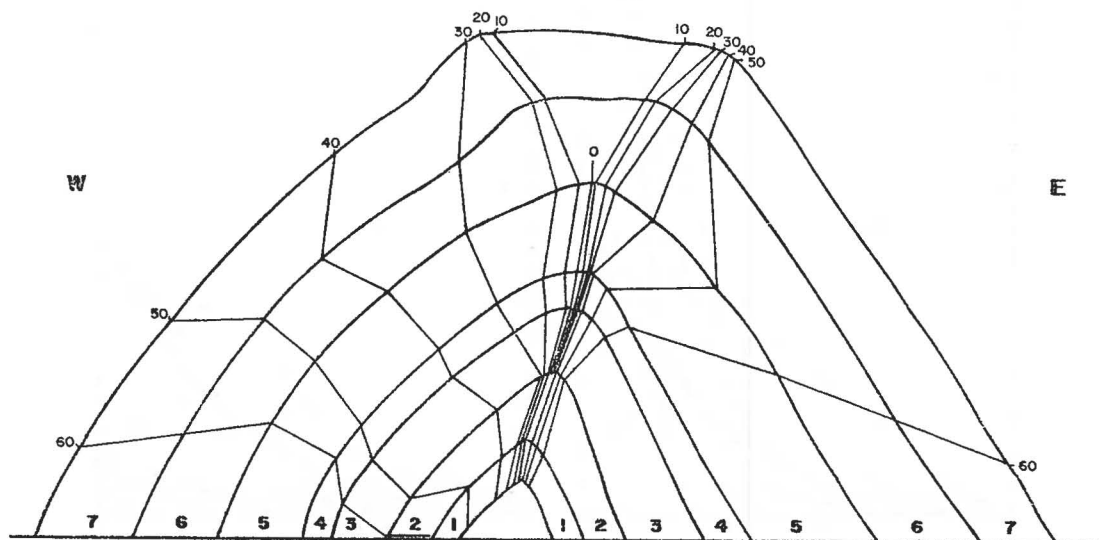


FIG. 10. Curvas de igual manteo, construidas en perfil del pliegue de la sección BB'. Intervalos de manteo cada 10°, señalados.

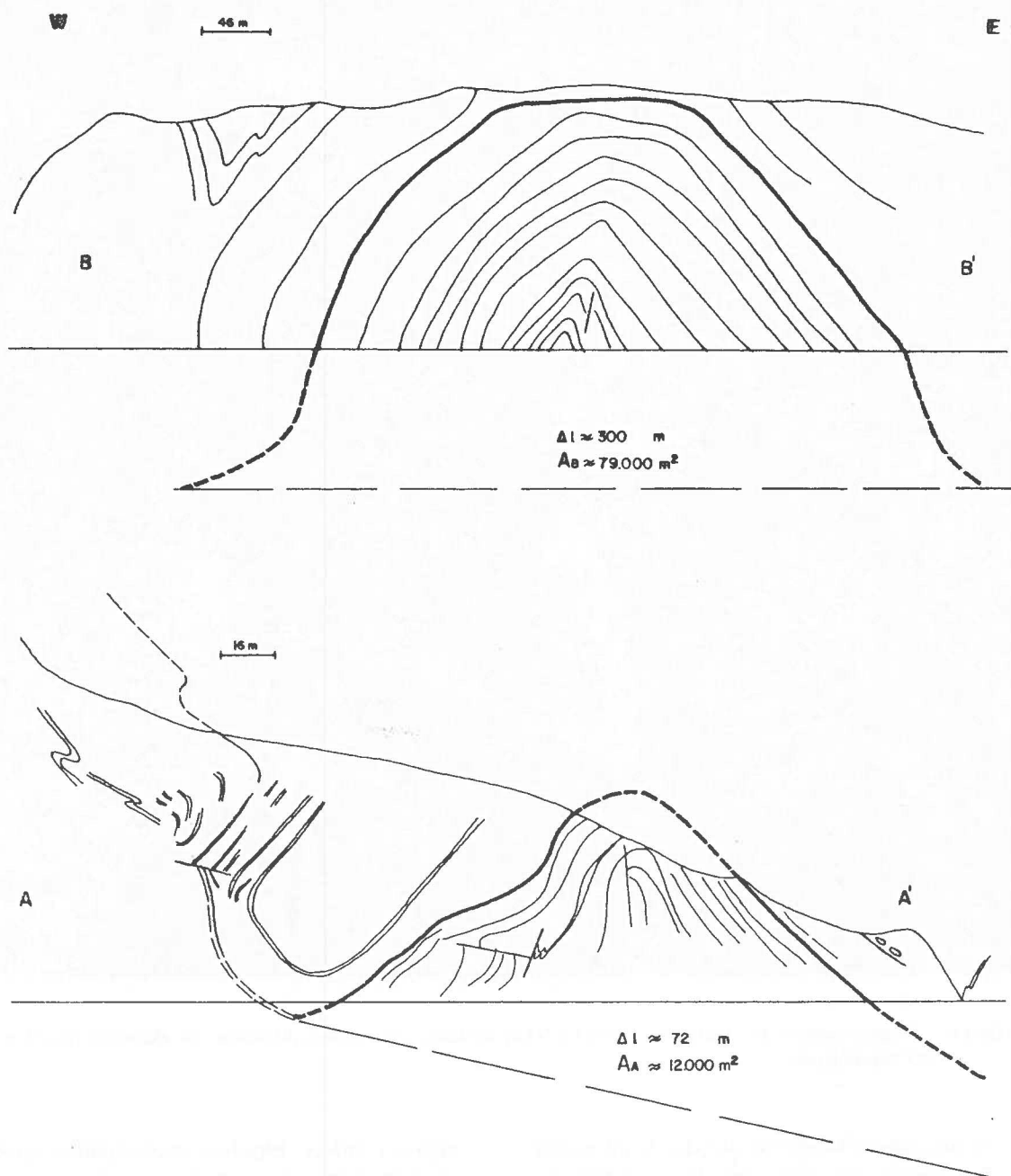


FIG. 11. Perfiles de secciones AA' y BB' (Fig. 1). Línea fina indica estratificación (esquemática), línea gruesa muestra la capa utilizada para calcular el nivel sobre el que ella se despegó. A_A y A_B : áreas medidas; línea recta de segmentos: el nivel original de l_0 antes de trasladarse hacia la posición de la línea gruesa por el plegamiento.

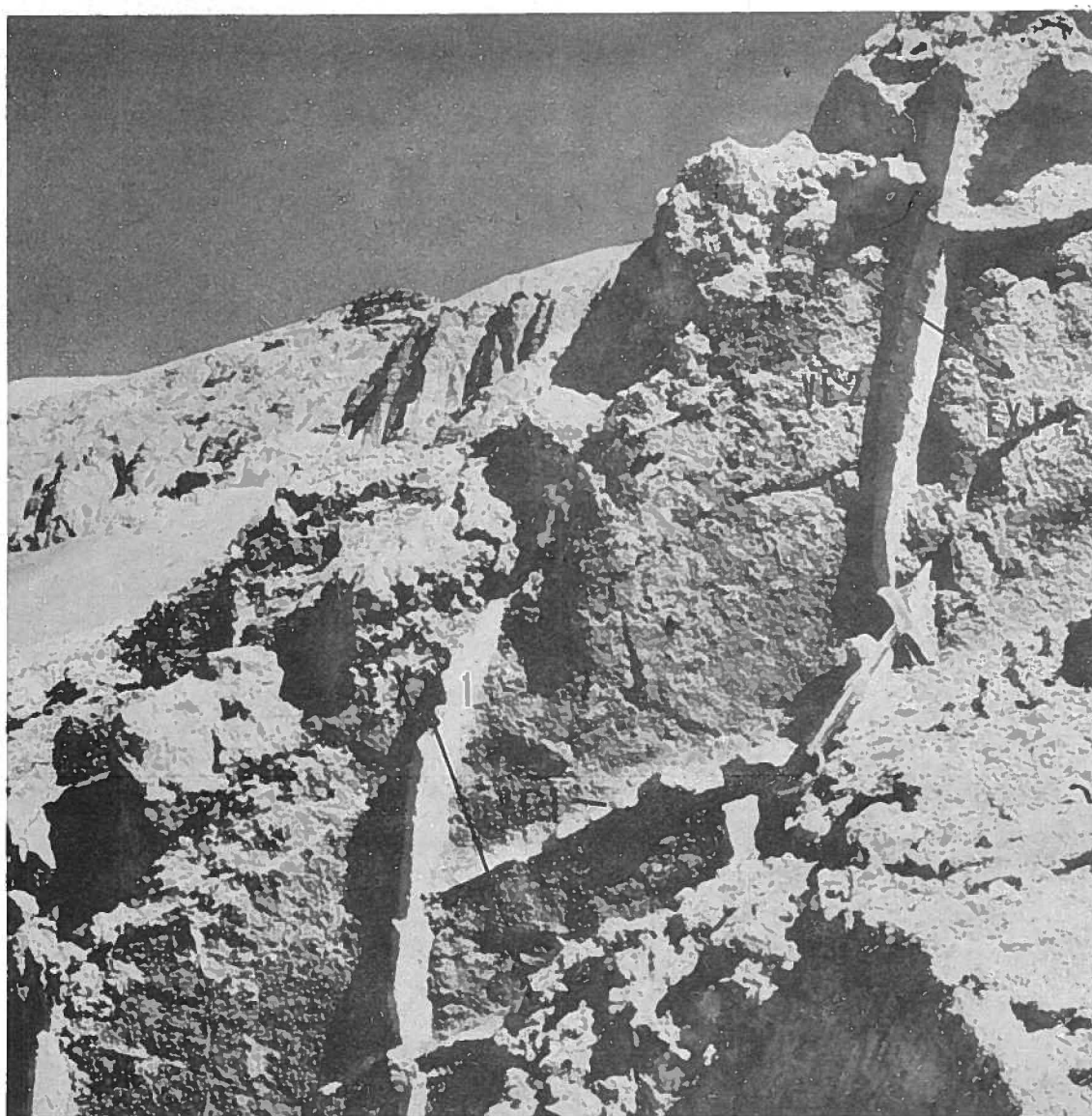


FIG. 12. Dos generaciones de venillas rectas (VE1 y VE2) del limbo este. Ambas direcciones de extensión (EXT1 y EXT2) señaladas.

na rotación de las estrías de falla de los planos de estratificación. Ella coincide con la rotación del eje del pliegue, en esa misma dirección, que evidencia los deslizamientos entre las capas. También se observa el desarrollo de planos de cizalle internos, dentro de los niveles de lutitas, los que muestran desplazamiento inverso y paralelo al de los planos de estratificación.

Los pliegues parásitos, que se desarrollan en los

niveles lutíticos delgados, comprendidos entre unidades competentes, indican una dirección de transporte hacia la charnela del pliegue. Esto señala que los niveles lutíticos incompetentes toman por deformación interna, el cizalle paralelo a las capas competentes.

4. Existen venillas de yeso, truncadas en los planos de estratificación y desplazadas hacia la charnela, en ambos limbos del anticlinal. Junto a ellas

aparecen venillas de yeso sigmoidales, dispuestas "en échelon", que indican el correcto sentido de transporte, y una concentración de la deformación de cizalle en los planos de estratificación.

5. Las líneas de igual manteo (isogonas) son independientes en las capas externas del pliegue (Fig. 10). Esta es una propiedad exclusiva de los pliegues originados por flexión.
6. La constancia del espesor en las capas competentes indica que la deformación interna se produjo por cizalle paralelo a la estratificación (Figs. 2 y 3), mientras que los niveles menos competentes presentan deformación interna fuerte, en las charnelas, originando estructuras de colapso y bulbo. (Fig. 7).

De la enumeración de las características observadas en este pliegue, se puede deducir que éste se deformó, en general, por el mecanismo flexural, pero que, en sectores tales como las charnelas,

la deformación fue, en su mayoría, interna por el mecanismo de deformación tangencial. Estos rasgos geológicos son consistentes con su caracterización geométrica. Esta indica que el mecanismo flexural puro debería presentar una geometría con pliegues de la Subclase 1B. Sus desviaciones hacia las Subclases 1A y 1C señalan, tal como lo indica la geología del terreno, que hubo componentes tangenciales, posiblemente de aplastamiento.

APLASTAMIENTO

El plegamiento de una o varias capas, idealmente, deberá generar formas paralelas. Esta situación es imposible de mantener una vez sobrepasadas las restricciones volumétricas y/o reológicas, necesarias en cada caso; en ese momento, la forma obtenida puede ser modificada por una deformación sobrepuesta, la que modificará también los espesores originales. El anticlinal del perfil BB' (Figs. 1, 2 y 11) presenta clasificaciones diferentes en am-

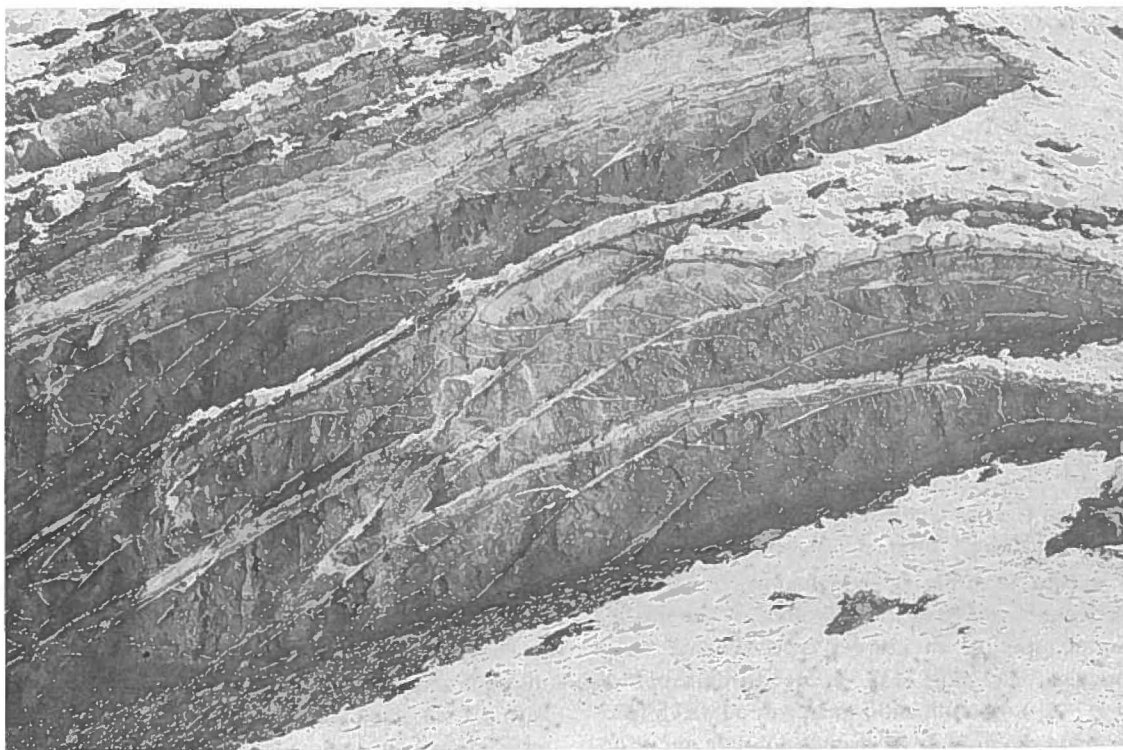


FIG. 13. Venillas curvas de la charnela. Comparar con venillas rectas de la figura 12.

bos limbos. Esta situación condujo a analizar la influencia de una deformación homogénea, superpuesta, en el pliegue que ya había logrado algún grado de amplificación.

El presente análisis está sujeto a varios supuestos (entre ellos que el pliegue era perfectamente paralelo antes de ser aplastado). Los resultados aplicados al pliegue del perfil BB' (Fig. 1) son erráticos en el limbo oeste, lo que ciertamente plantea dudas de la validez de los supuestos originales. Sin embargo, la excelente correspondencia entre los valores medidos y aquéllos determinados teóricamente en el limbo este, sugieren que partes de este pliegue fueron "aplastados" con posterioridad o simultáneamente con el plegamiento.

La ecuación relevante que relaciona t'_α , α y λ_2/λ_1 (en que λ_2 y λ_1 son elongaciones cuadráticas, principales, menor y mayor, respectivamente) está dada en Ramsay (1967, p. 412) y es $t'^2_\alpha = \lambda_2/\lambda_1 + (1 - \lambda_2/\lambda_1) \cos^2 \alpha$.

Un gráfico t'^2_α vs. $\cos^2 \alpha$ origina una serie de líneas rectas de diferentes pendientes, según los valores de λ_2/λ_1 . Los valores de t'^2_α vs $\cos^2 \alpha$ del limbo oeste (1-5) no se proyectan según una línea rec-

ta, en conjunto ni en forma individual, mientras que el conjunto 1-5 del limbo este se proyecta según una línea casi perfecta para un valor de $\sqrt{\lambda_2/\lambda_1} = 0,9$, indicando un aplastamiento de bajo grado en ese limbo. El hecho que este limbo se muestre "aplastado" en conjunto y no a nivel de grupo de capas individuales, señala que este proceso se desarrolló con posterioridad, y no simultáneamente al del plegamiento. Puede indicar, además, que los planos de estratificación no se deslizaron uno respecto a otro durante el aplastamiento, sino que éste fue absorbido, en conjunto, por todo el limbo, cuando las condiciones de plegamiento flexural habían cesado.

Es posible que la deformación anómala registrada en el limbo oeste se haya producido por la acción de la falla regional, ubicada más próxima a este limbo, y que esta deformación se haya traducido en un "aplastamiento" leve en el limbo este. La oblicuidad de la falla con respecto a los ejes ($\sim 30^\circ$) sugiere que estos últimos sólo fueron amplificados por la falla, comportándose como una anisotropía lineal que absorbió la deformación.

NIVELES DE DESPEGUE

La determinación de la profundidad del nivel de despegue sobre el cual se generaron estas estructuras se realizó con el método de las secciones balanceadas (Dahlstrom, 1969; Hossack, 1979). Para poder utilizar esta técnica, se realizaron perfiles detallados, con huincha, en los sectores AA' y BB' indicados en la figura 1.

El cálculo consistió en determinar la diferencia de la distancia entre dos puntos de una misma capa que no sufrieron deslizamiento durante el plegamiento (*i.e.* las charnelas). Si la longitud original de la capa era l_0 , durante el plegamiento esta capa se levanta de su posición original generando un área A_i con una base l_1 . Esta área A_i fue medida con planímetro, en perfiles especialmente medidos para ello (Fig. 11), y fue dividida por Δl ($= l_0 - l_1$) determinando una profundidad h (profundidad del nivel de despegue), sobre la que se generó el plegamiento de ese nivel. Esta relación geométrica, expresada algebraicamente, corresponde a

$$l_0 = A_i/h + l_1.$$

En la figura 11 se muestran reducciones de los perfiles AA' y BB' y el área A_i , determinada con la ayuda de un planímetro. A partir de AA' y BB' se ha determinado que las capas superiores de estos pliegues se sitúan a 160 m y 260 m sobre un presunto nivel de despegue.

El espesor del nivel plegado, comparable con la distancia calculada hasta el nivel de despegue en AA' y BB' es, dentro de rangos aceptables, equivalente a la separación estratigráfica de los conglomerados sobre y bajoyacentes al nivel de "lutitas yesíferas". Esta separación se reduce a cerca de 100 m entre AA' y BB'. Existe, por lo tanto, una correlación entre los datos estratigráficos de terreno, que indican un acuñamiento rápido de norte a sur. La variación de la geometría del pliegue, en esta misma dirección se debe, posiblemente, a esta variación de espesor del nivel de capas plegadas.

RELACION VENILLAS-PLIEGUE

Las venillas rellenas con yeso guardan estrecha relación con la historia de la deformación. Estas corresponden a fracturas rellenadas durante o posteriormente a la deformación y su relleno, en alguna medida, refleja la orientación de los esfuerzos principales en ese momento. Cuando, como en este caso, hay más de un juego de fracturas rellenas, éste guarda directa relación con el campo de los esfuerzos existentes, ya que se rellenará primero aquélla que "ofrezca menos resistencia" a separarse y, por ende, a permitir el paso de los fluidos.

Como se puede observar en la figura 5, hay una tendencia de las venillas de yeso a guardar ciertas relaciones con el limbo del pliegue que atraviesan. Estas venillas muestran dos relaciones importantes con el limbo respectivo: su orientación espacial y la dirección del crecimiento de los cristales que las rellenan.

Se ha determinado que, en ambos limbos del anticlinal BB' (Fig. 11), hay dos pares importantes de venillas, que se cortan entre sí. Esto permite definir las venillas 1 y 2 de los limbos este y oeste, respectivamente (VE1, VE2, VW1 y VW2) (Fig. 12).

En rocas plegadas por el mecanismo flexural, los

planos de estratificación son superficies sin deformación finita y, por ende, idealmente las fracturas anteriores sólo fueron rotadas (Fig. 12); mientras que en las zonas con mayor deformación tangencial, como las charnelas, hubo deformación interna, generando "fracturas curvas" (Fig. 13). Esta línea de argumentación conduce a sugerir que las fracturas son anteriores al plegamiento, sugerencia que puede ser probada considerando la orientación espacial de estas fracturas, como asimismo la orientación de los cristales de yeso dentro de ellas, *antes* y *después* del plegamiento.

Con el procedimiento del desplegamiento, al rotar ambos limbos a la posición horizontal, se obtiene la posición de las venillas y la dirección de crecimiento de los cristales, *antes* del plegamiento. Este proceso, desarrollado en la figura 14, con promedios tomados de los dominios XII y XIII, donde se recolectó la mayor cantidad de datos, muestra los siguientes resultados:

1. Hay una buena coincidencia entre la orientación de las venillas VE2 con VW2 y VE1 con VW1 en las rocas plegadas, mientras que, en las rocas desplegadas (horizontales), coinciden VE2 con VW1 y VE1 con VW2 (Fig. 14).

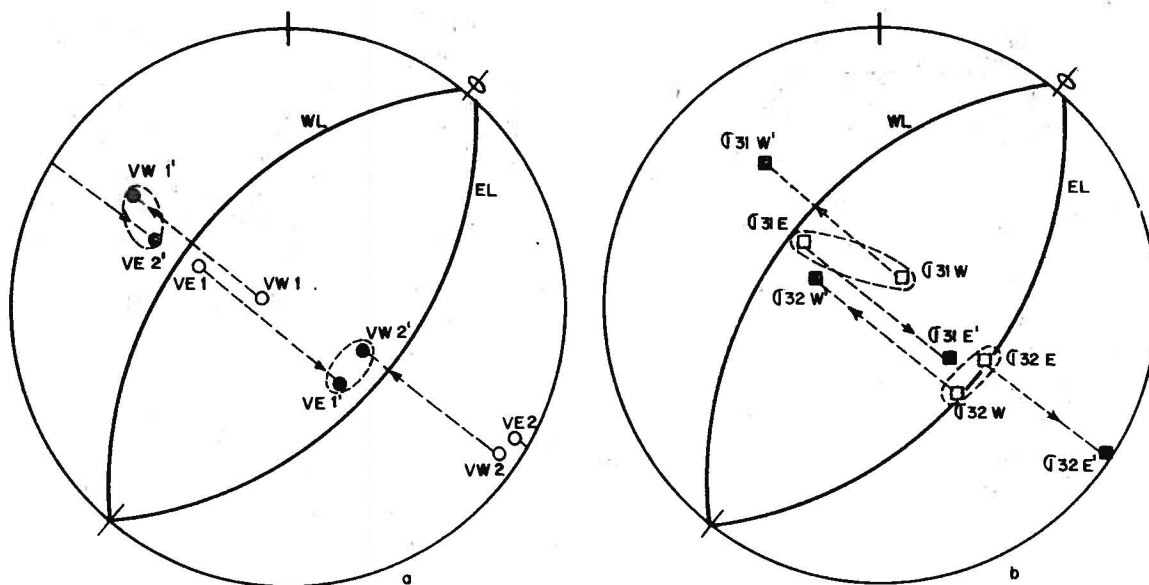


FIG. 14. Redes equiareales (hemisferio inferior) sintéticas, tomadas de los dominios XII y XIII. WL y EL, limbos oeste y este, respectivamente; a) venillas 1 y 2 en estado plegado (○) y desplegado (●); b) dirección de extensión (σ_3) de cada venilla (σ_{31W} en venilla V1W, etc.), en estado plegado (□) y en estado desplegado (■). Nótese coincidencia de VW1' con VE2' y VW2' con VE1' en estado desplegado y coincidencia (relativa) de σ_{31W} y σ_{31E} y σ_{32W} y σ_{32E} en el estado plegado. Flechas indican rotación al estado desplegado. Contornos segmentados indican coincidencias relativas, antes o después del plegamiento, según sea el caso.

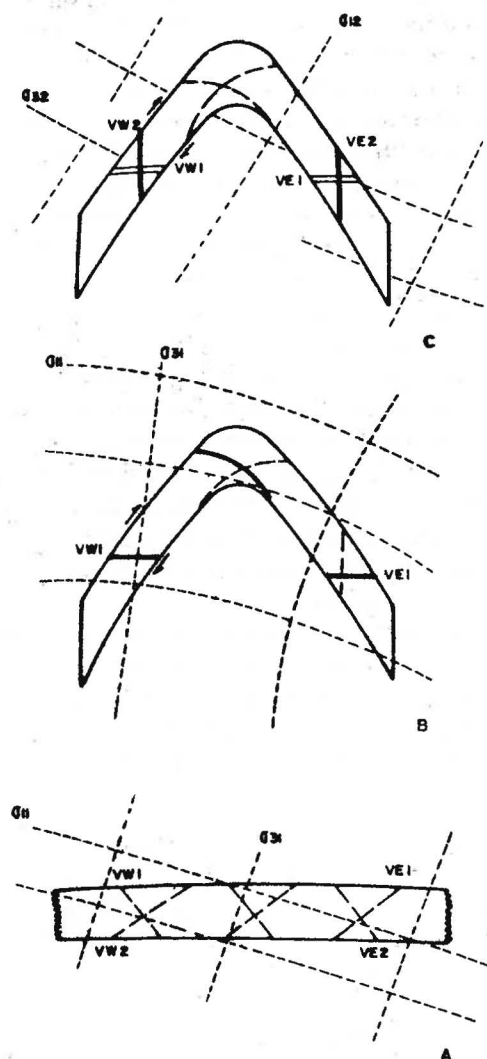


FIG. 15. Bosquejo diagramático que indica orientación de fracturas y venillas antes y después del plegamiento. a) fracturas (línea segmentada) antes del plegamiento y orientación estimada de σ_1 y σ_3 ; b) plegamiento de a) y relleno y extensión de fracturas mejor orientadas (VE1 y VW1 en negro); c) relleno y extensión de fracturas VE2 y VW2 mejor orientadas al nuevo campo de esfuerzos regionales. Esquema no a escala.

2. La orientación cristalográfica, dentro de ambos pares de venillas, es coincidente en las rocas plegadas, pero no así en las desplegadas (Fig. 14b). Si se acepta que esta dirección es la del esfuerzo principal menor σ_3 (Durney y Ramsay, 1973), en el estado plegado se aproximan σ_{31w} a σ_{31r} y σ_{32w} a σ_{32r} , sin tener ninguna ordenación en el estado desplegado.

De 1 y 2 se desprende que las fracturas se produjeron con anterioridad a la amplificación del pliegue. Con posterioridad al desarrollo del pliegue, ellas se rellenaron con cristales de yeso, depositados a partir de fluidos, que se canalizaron por las mismas, de acuerdo con el campo de esfuerzos existente, el que queda registrado en la orientación cristalográfica.

El relleno de fracturas está directamente controlado por el citado campo de esfuerzos, ya que su apertura depende de la presión del fluido existente y de la magnitud y orientación de los esfuerzos presentes en cada momento. De esto se desprende que, una vez rotadas, se separó y relleno el grupo de fracturas mejor orientadas de cada limbo. El cambio de orientación de los esfuerzos ($\sigma_{31} \rightarrow \sigma_{32}$), dejó al otro grupo de fracturas (V2) en posición favorable para ser abiertas y rellenadas, observándose una buena consistencia entre esto y la orientación de los esfuerzos (Fig. 14).

La deformación en la zona de charnela es diferente, ya que el mecanismo de deformación principal es de otro tipo. En ésta, las venillas se muestran plegadas, con la curvatura hacia el núcleo, evidenciando deformación interna (Fig. 13). Es justamente en esta zona de deformación donde el pliegue tiende a mostrar características afines a la Subclase 1B, mientras que se aparta de ella hacia los limbos. En esta zona se observa, también, que la separación y relleno de las fracturas se produjo según la orientación favorable, habiendo, en este caso, sólo una bien desarrollada (Fig. 13).

La figura 15 muestra, en forma esquemática, la relación pliegues-venillas, desde el estado plegado hacia el estado no deformado. A partir de la orientación de σ_{31} antes del plegamiento, se fijó la posición σ_{11} , en la roca horizontal, con la ayuda de la orientación del par conjugado de fracturas, de donde se desprende que éste no era paralelo a la estratificación, sino que formaba un ángulo cercano a los 15° con ella.

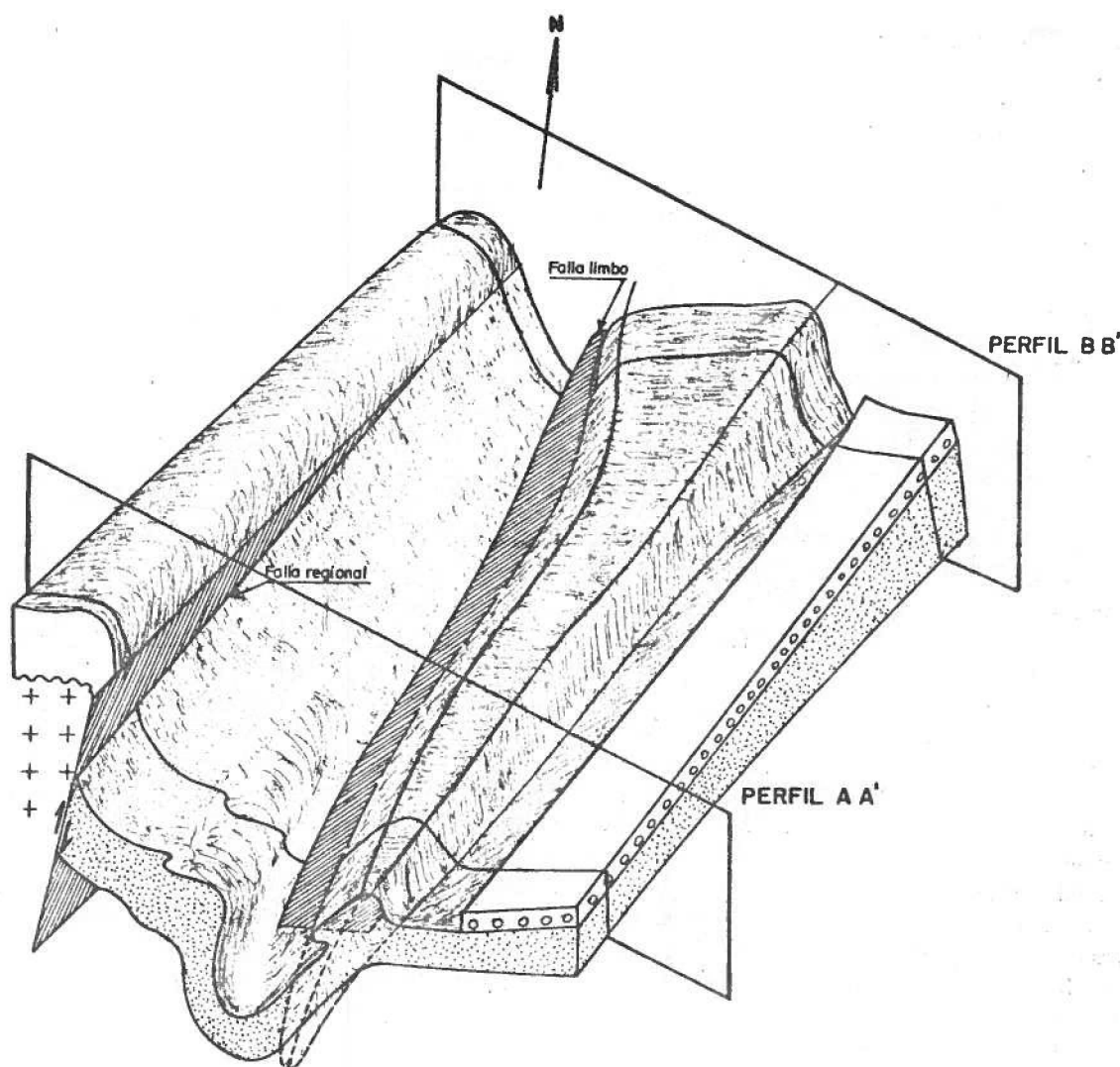


FIG. 16. Bloque-diagrama esquemático, en tres dimensiones, que muestra compilación de datos e interpretaciones.

CONCLUSIONES

Con los datos obtenidos a partir del mapa geológico, de perfiles estructurales y del cálculo de los niveles de despegue, se construyó un bloque-diagrama que reúne y resume, en forma simple, todos los caracteres y elementos geométricos observados en el sistema de pliegues descrito (Fig. 16).

Es posible señalar que existen tres factores principales, que han determinado la geometría de estos pliegues y su variación en tres dimensiones. Estos

factores son:

1. Potencia de las capas plegadas.
2. Litología de estos niveles.
3. Existencia de anisotropías en la roca.

La determinación de los niveles "plegables" mostró que hay variaciones fuertes de un lugar a otro. Es así como, entre los Perfiles AA' y BB' (Fig. 1) se ha determinado un acunamiento aproximado de 1 m, por cada 20 m de distancia horizon-

tal (aproximadamente el 5%). Aparentemente, esta variación de potencia de los niveles a plegar controla la longitud de onda de las estructuras, las que, en los mismos ejemplos citados anteriormente, se reducen a la mitad. En cifras globales, hay una consistencia entre la longitud de onda predicha y el espesor de las capas (todas las otras variables, iguales en ambos casos) de acuerdo con relaciones empíricamente calculadas por diversos autores (*i.e.* Biot, 1964; Ramberg, 1963, 1964; Sherwin y Chapple, 1968).

La existencia de estos pliegues está controlada por la litología, ya que la Formación Sichal se presenta plegada sólo donde hay intercalaciones de lutitas yesíferas. Los conglomerados adyacentes al sistema de pliegues, casi no presentan deformación, encontrándose horizontales al alejarse de los mismos. Por lo tanto, es evidente que el contraste litológico determinó la existencia de los pliegues. La presencia de yeso original, y su eventual transformación a anhidrita, facilitó su desarrollo, ya que, en otros sectores, *existen intercalaciones de lutitas yesíferas que no están plegadas*. Por lo tanto, debe suponerse que la liberación de agua, consecuencia de esta transformación, proporcionó una reología que cumplía con los requisitos mínimos, necesarios, para que las rocas pudieran ser deformadas.

El estudio de la orientación de las venillas de yeso, *antes y después* de plegarse, indica que existían fracturas anteriores al pliegue y que éstas fueron utilizadas como canales para la migración de los fluidos durante el plegamiento.

Estas fracturas, aparentemente, formaban pares conjugados, originados por un esfuerzo principal, ubicado a un ángulo bajo con respecto a la estratificación y, durante el plegamiento, fueron rotadas diferencialmente, de acuerdo con el sector del pliegue en que se encontraban. La rotación de estas fracturas y su orientación actual, guardan directa relación con el mecanismo de plegamiento utilizado, fundamentalmente flexural en los limbos, pero tangencial en las charnelas (donde las venillas están curvadas). La cristalización del yeso, dentro de estas fracturas, estuvo controlada por el campo de esfuerzos existente en ese momento.

En conclusión, se puede señalar que el fluido se canalizó por la fractura mejor orientada en el limbo del pliegue, según el campo de esfuerzos existente.

Los dominios de geometría homogénea indican que, en algunos sectores, se reconoce la presencia de dos charnelas de orientación similar a las del pliegue del cofre (Fig. 5; Dominio VIII).

La falla regional, oblicua en 30° con el eje del pliegue (donde los manteos están distorsionados localmente, Dominio I), no genera un plegamiento sobreimpuesto, sino que sólo acentúa los pliegues existentes, los que actuaron como una anisotropía estructural lineal, que absorbió los efectos de la falla en las rocas plegadas, presumiblemente "aplastando" el pliegue. Situaciones de este tipo han sido notadas anteriormente por otros autores (*i.e.* Gougel, 1962, p. 168) en una gran diversidad de situaciones geológicas.

AGRADECIMIENTOS

El texto del presente trabajo fué mejorado gracias a las sugerencias realizadas por J. Davidson, M. Hervé, C. Mpodozis, E. Pérez y M. Suárez. Fructí-

feras discusiones en el terreno fueron sostenidas con M. Hervé, C. Mpodozis y S. Rivano.

REFERENCIAS

- BIOT, M.A. 1964. Theory of viscous buckling of a confined multilayered structure. *Geol. Soc. Am., Bull.*, Vol. 75, No. 6, p. 563-568.
- DAHLSTROM, C.D.A. 1969. Balanced cross-sections. *Can. J. Earth Sci.*, Vol. 6, No. 4, p. 743-757.
- DURNEY, D.W.; RAMSAY, J.G. 1973. Incremental strains measured by syntectonic crystal growth. *In Gravity and tectonics*, p. 67-96. John Wiley & Sons. New York.
- ELLIOT, D. 1965. The quantitative mapping of directional minor structures. *J. Geol.*, Vol. 73, No. 6, p. 865-880.
- FLEUTY, M.J. 1964. The description of folds. *Geol. Assoc., Proc.*, Vol. 75, No. 4, p. 461-491.
- GALLI, C.; DINGMAN, R.J. 1962. Cuadrángulos Pica, Alca, Matilla y Chacarilla, Provincia de Tarapacá. *Inst. Invest. Geol., Carta Geol. Chile*, Nos. 7-10, 125 p.

- GOUGEL, J. 1962. *Tectonics*. Freeman & Co., 348 p. London.
- HUDLESTON, P.J. 1973. Fold morphology and some geometrical implications of theories of fold development. *Tectonophysics*, Vol. 16, No. 1/2, p. 1-46.
- HOSSACK, J. 1979. The use of balanced cross-sections in the calculation of orogenic contraction: a review. *Geol. Soc. Lond., J.*, Vol. 136, Part 6, p. 705-711.
- MAKSAEV, V. 1978. Cuadrángulo Chitigua y sector occidental del cuadrángulo Cerro Palpana, Región de Antofagasta. *Inst. Invest. Geol., Carta Geol. Chile*, No. 31, 55 p.
- RAMBERG, H. 1963. Fluid dynamics of viscous buckling applicable to folding of layered rocks. *Am. Assoc. Pet. Geol., Bull.*, Vol. 47, No. 3, p. 484-505.
- RAMBERG, H. 1964. Selective buckling of composite layers with contrasted rheological properties, a theory for simultaneous formation of several orders of folds. *Tectonophysics*, Vol. 1, No. 4, p. 307-341.
- RAMSAY, J.G. 1967. *Folding and fracturing of rocks*. McGraw-Hill Book Co., 568 p. New York.
- RAMSAY, J.G. 1974. Development of chevron folds. *Geol. Soc. Am., Bull.*, Vol. 85, No. 11, p. 1741-1754.
- SCHERWIN, J.; CHAPPLE, W.M. 1968. Wavelengths of single layer folds: a comparison between theory and observation. *Am. J. Sci.*, Vol. 266, No. 3, p. 167-179.
- SKARMETA, J.; MARINOVIC, N. 1981. Hoja Quillagua, Región de Antofagasta. *Inst. Invest. Geol., Carta Geol. Chile*, No. 51, 63 p.
- VERGARA, H. 1978. Cuadrángulo Quehuira y sector occidental del cuadrángulo Volcán Miño, Región de Tarapacá. *Inst. Invest. Geol., Carta Geol. Chile*, No. 32, 44 p.
- WILLIAMS, G.D.; CHAPMAN, T.J. 1979. The geometrical classification of noncylindrical folds. *J. Struct. Geol.*, Vol. 1, No. 3, p. 181-185.