

ESTRUCTURAS GRAVITACIONALES EN LOS ANDES DEL NORTE CHICO DE CHILE

CONSTANTINO MPODOZIS

JOHN DAVIDSON

Univ. Chile, Depto. Geol. Casilla 13518, Correo 21, Santiago, Chile

RESUMEN

La Cordillera Andina del Norte Chico está constituida, fundamentalmente, por un bloque de basamento paleozoico deformado intensamente en una serie de grandes domos y/o antiformas de zócalo. La cobertura mesozoica aflorante en los bordes de esas megaestructuras presenta pliegues cuyo origen está ligado a deslizamiento gravitacional. En esta nota se analiza la geometría y se evalúan las condiciones físicas existentes durante el desplazamiento de tales estructuras, en dos casos específicos. En el primero (Cordillera de Ovalle entre los ríos Los Molles y San Miguel) un bloque de calizas neocomianas se deslizó, en condiciones de moderada presión de fluidos, sobre un antiguo plano de cabalgamiento, rotado hasta alcanzar un manteo de 45°W , como consecuencia del emplazamiento tectónico de un domo de zócalo paleozoico, durante un evento deformativo ocurrido en el Cretácico Superior o Terciario. El acortamiento paralelo al plano de deslizamiento fue absorbido, en este caso, por la construcción de un anticlinal asimétrico con plano axial inclinado al este, cuya geometría es similar a la de los "pliegues cascada" de la región de Fars, Irán. En el segundo caso (quebrada La Totorá, Cordillera de Vallenar), el deslizamiento de lavas triásicas y de calcáreos liásicos se produjo paralelamente al plano de discordancia basal de la cobertura, rotado hasta alcanzar un manteo moderado de 25°W . Allí, en condiciones de elevada presión de fluidos, se originaron anticlinales asimétricos, sinclinales cofres y cabalgamientos, similares a aquéllos obtenidos experimentalmente en modelos de deslizamiento gravitacional. Dadas las especiales condiciones tectónicas de los Andes del Norte Chico, es probable que estructuras de esta naturaleza jueguen un rol importante en la arquitectura de esta región de los Andes Chilenos.

ABSTRACT

The "Norte Chico" Andean Range is made up mainly by Paleozoic basement rocks deformed into domes and antifolds. Gravity folds develop in the Mesozoic cover, cropping out on its margins. In this article we first describe the geometry of two examples of this kind of folds and then discuss the physical conditions assumed to be present during their development. In the first example (Andes at Ovalle, between rivers Los Molles and San Miguel) a Neocomian limestone block, under moderate fluid pressure conditions, slid over an old thrust fold plane which had been rotated to a 45°W dip during Upper Cretaceous to Tertiary arching of the Paleozoic basement. In this case the lateral shortening was taken up by a W vergen asymmetric anticline similar to the "cascade folds" of Fars, Iran. In the second example (Andes at Vallenar, Quebrada La Totorá) Triassic lavas and Liassic limestones slid down their basal disconformity plane which was tilted up to 25° to the west. Here, high fluid pressure conditions must be assumed, but the asymmetric anticlines, box synclines and thrusting present in the area are remarkably similar to those obtained in gravity folding experiments. The tectonic setting of the Andes in the Norte Chico area favors gravity folds, which may play an important role in their structural framework.

INTRODUCCION

La región del Norte Chico de Chile ($28^{\circ}30' - 31^{\circ}$ Lat. S) constituye una provincia tectónica bien definida que habría manifestado persistentemente,

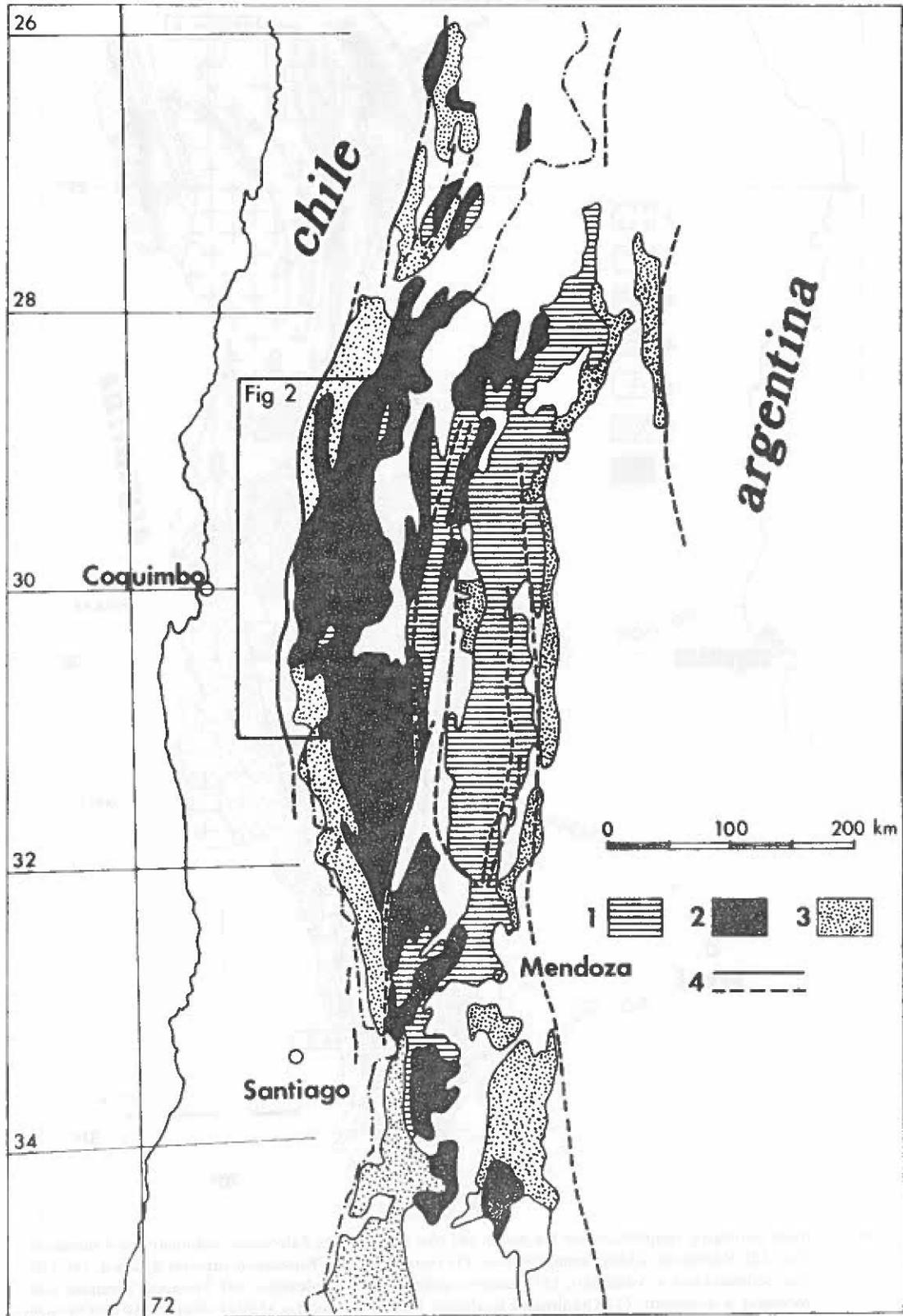
ya desde el Jurásico, una tendencia al alzamiento, en relación a los Andes del Norte y Centro de Chile (Jensen *et al.*, 1976; Jensen y Vicente, 1979).

Esta permanente disposición de alto topográfico, sugiere una íntima relación genética entre ella y el desarrollo de un estilo estructural que le es propio. La Alta Cordillera está allí constituida por un enorme bloque del "basamento" o zócalo pre-andino (Fig. 1), limitado al occidente por una gran falla inversa, con manteo al este, que se extiende en forma ininterrumpida desde la región de Guanto (30°40'S) en la cordillera de Ovalle (falla Guanto-Chacay; Mpodozis, 1974) hasta la zona del Elqui (falla Vicuña; Dediós, 1967) y aún más al norte del valle del Huasco, en la cordillera de Vallenar (falla San Félix; Reutter, 1974). Esta estructura límite, de una longitud mayor a los 250 km y un manteo entre 40-50°E tendría un salto vertical de varios miles de metros (cerca de 3.000 m, según Dediós) y habría sido el resultado de un evento tectónico (DTs) ocurrido durante el Terciario Superior.

La deformación asociada al evento DTs se manifiesta no sólo en el alzamiento del zócalo de la Alta Cordillera, a favor de la falla límite, sino en la ruptura interna del bloque cordillerano a lo largo de un complejo sistema de fallas inversas que, en la zona de Vallenar, habría absorbido un acortamiento lateral global cercano a un 30% (Reutter, 1974). Cabe hacer notar que los mayores efectos del evento tectónico estuvieron restringidos, en el espacio, a la región comprendida entre Ovalle y Vallenar. Hacia el sur (Cordillera de Ovalle), las grandes fallas inversas asociadas a la deformación DTs desaparecen del ámbito cordillerano chileno, en la zona comprendida entre los valles de Hurtado y Los Molles. El salto vertical de la falla límite se amortigua progresivamente hacia el sur, hasta desaparecer toda expresión de ella en los llanos de Gualtata (30°45' Lat. S) (Mpodozis, 1974). Al norte, más allá del valle del Huasco (Quebrada Algarrobal-Río Manflas superior), no se dispone de antecedentes geológicos precisos. Sin embargo, en la región de Copiapó, relativamente mejor conocida, no existe ningún elemento estructural comparable a la falla límite. En la llamada "Precordillera de Atacama" el motivo estructural dominante es un sistema de angostos pilares (5 a 15 km) de zócalo (Godoy y Davidson, 1976), limitado por fallas inversas inclinadas, tanto al oriente como al occidente, entre los cuales se

disponen "zanjas tectónicas" ocupadas por la cobertura andina meso-cenozoica (Jensen y Vicente, 1979; Mpodozis y Davidson, 1979; Muzzio, 1980). La superficie de afloramiento del zócalo es, en esta zona, mucho menor que en la región donde la falla límite bordea el pie occidental de la Alta Cordillera. Esto indicaría, igualmente, un progresivo amortiguamiento en la intensidad de la deformación hacia el norte. Tal como se muestra en la Fig. 2, el núcleo de la Alta Cordillera del Norte Chico está constituido por un extenso y complejo batolito con intrusiones múltiples del Paleozoico Superior dentro del cual se encuentran, como "roof pendants", metamorfitas de edad incierta (Paleozoico Inferior?), sedimentitas marinas, probablemente carboníferas, y secuencias de volcánicas ácidas permo-triásicas. Sobre este zócalo se sitúan, en discordancia, los terrenos de la cobertura andina mesozoica. En la zona de Vicuña-Ovalle, éstos se disponen como una faja monoclinal con manteo general hacia el oeste, en el borde occidental de la Alta Cordillera de ese sector. En la cordillera de Vallenar, por otra parte, esta cobertura aflora siguiendo delgadas franjas longitudinales ("cuñas estructurales"), limitadas al oeste por fallas inversas, que levantan el zócalo y las preservan de la intensa erosión post-miocena (Fig. 2). El plano de discordancia basal de la cobertura se presenta con fuerte inclinación, generalmente hacia el oeste, en las diversas zonas y afloramientos, lo que sería indicio que el zócalo no sólo se deformó rígidamente sino que hubo una etapa (o incremento) anterior de deformación dúctil, quizás responsable de la inclinación y/o plegamiento del nivel de la discordancia. Estas megaestructuras corresponden a los denominados "pliegues de fondo" en compresión o abombamientos de zócalo por Aubouin *et al.* (1973). Si estos pliegues de fondo existieron, pudieron haber creado las condiciones favorables para que, en la cobertura, se desarrollaran estructuras secundarias de origen gravitacional, tal como ha sido observado experimentalmente (Ramberg, 1967; Blay *et al.*, 1977). En esta nota presentaremos dos ejemplos de fenómenos de este tipo: pliegues "cascada", en la región de Ovalle, y un caso de deslizamiento de bloques y plegamiento asociado, en la cordillera de Vallenar.

FIG. 1. Esquema que muestra la distribución de los terrenos del zócalo paleozoico y cobertura andina asociada, en los Andes del Norte Chico chileno, Cordillera Frontal y Precordillera Argentina. (1) Paleozoico sedimentario y/o metamórfico; (2) Granitoides y rocas efusivas del Paleozoico superior; (3) Cobertura Andina Meso-cenozoica (no incluye el volcanismo del Terciario superior-Cuaternario); (4) Fallas mayores.



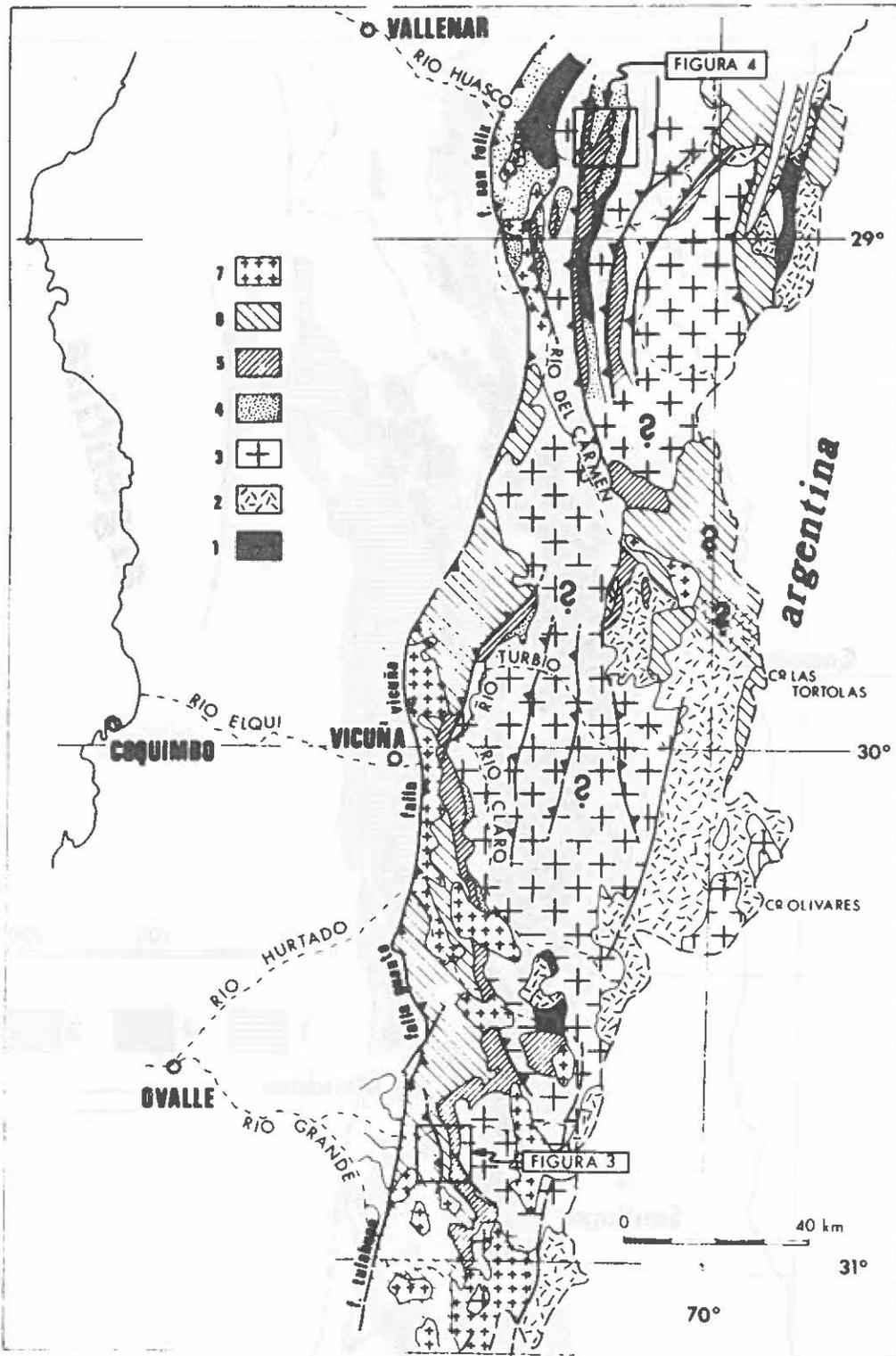


FIG. 2. Mapa geológico simplificado de los Andes del Norte Chico. (1) Paleozoico sedimentario y metamórfico; (2) Volcanitas ácidas permo-triásicas; (3) Granitoides del Paleozoico superior-Triásico; (4) Triásico sedimentario y volcánico; (5) Jurásico sedimentario y volcánico; (6) Cretácico-Terciario sedimentario y volcánico; (7) Granitoides terciarios, basado en Reutter (1974); Rivano (1975); Cornejo y Mpodozis (1979); Mpodozis *et al.* (1976); Moscoso (inédito) y Mapa Geológico de Chile (IG, 1968).

PLIEGUES "CASCADA" DE LA CORDILLERA DE OVALLE (Central Los Molles-Río San Miguel)

En el curso medio de los ríos Los Molles y Mostazal (30°45' Lat. S) (Fig. 2), es posible observar estructuras del tipo de los pliegues cascada (de Sitter, 1956) que afectan a calizas del Cretácico Inferior.

En la Fig. 3 se presenta un croquis fotogeológico de la zona ubicada al sur de la Central Los Molles hasta el río San Miguel, en el borde occidental del "domo" de zócalo paleozoico de los cerros Calderón y Panguccillo (mayores detalles en Mpodozis, 1974). La cobertura mesozoica, que se amolda estructuralmente por el norte (Cordillera de Doña Rosa) y el oeste (Río Los Molles-Río San Miguel) a este macizo granítico antiguo, está constituida allí por una delgada secuencia de areniscas cuarcíferas y calcarenitas liásicas (de no más de 100 m de espesor), que aparecen como lentes discontinuos, descansando sobre tonalitas de biotita-hornblenda paleozoicas y son cubiertas, en discordancia de erosión, por 2.000 m de conglomerados rojos y depósitos volcanoclásticos continentales del Jurásico Superior. Sobre ellos se encuentran, hacia el oeste, en discordancia angular, más de 600 m de calcarenita y margas neocomianas (Berriasiano superior-Barremiano?) y 1.000 m de sedimentitas continentales del Aptiano-Albiano (areniscas y lutitas rojas, conglomerados finos y calizas lacustres). Estas últimas están, a la vez, cubiertas por 1.500 m de lavas andesíticas, probablemente del Cretácico Superior. Numerosos stocks dioríticos se disponen como una faja discontinua, siguiendo los afloramientos de las calizas neocomianas, y desarrollan aureolas de contacto con skarns granatíferos en las calizas.

La estructura de la región es simple, tal como aparece en los perfiles (1) y (2) de la figura 3. La cobertura, en conjunto, constituye un gran monoclinial inclinado al oeste, entre 40°-50°. Fallas normales, de poco desplazamiento, afectan la zona de contacto entre zócalo y cobertura. En el perfil (1) es también evidente la existencia de una pequeña zona de disarmonía en el contacto entre el Jurásico y las calizas neocomianas. Esta, hacia el sur, corta oblicuamente la serie estratigráfica y, en el perfil (2), aparece ya dentro del nivel neocomiano. El rasgo estructural más notable de la zona aparece más al oeste en ambos perfiles. En el perfil (1), en el cordón montañoso que separa los valles de Los Molles y Mostazal, la sección

occidental del nivel calcáreo neocomiano aparece desolidarizado y deformada según estructuras locales que no guardan ninguna relación con el resto de la unidad calcárea. En la cumbre del cordón, las calizas se encuentran en posición subhorizontal para doblarse hacia el oeste, diseñando un anticlinal cerrado (*sensu* Fleuty, 1964) y asimétrico, con plano axial inclinado suavemente al este. La estructura anticlinal se amortigua rápidamente hacia abajo; en el fondo del valle del Mostazal, la sección occidental de calizas neocomianas alcanza nuevamente la misma disposición estructural (monoclinial hacia el oeste) que aquéllas de la sección oriental. En el contacto entre ambas, en el camino que bordea el valle del Mostazal, al oeste de El Maitén, se observa una zona de brechas cataclásticas de 5 m de ancho. Las relaciones entre las calizas de ambas secciones, así como entre éstas y las suprayacentes sedimentitas del Cretácico medio, aparecen oscurecidas por la presencia de los stocks dioríticos terciarios, que impiden detallar, en mejor forma, la estructura; sólo más al sur, entre los ríos Mostazal y San Miguel (perfil 2), zona casi libre de intrusivos, la situación se confirma y aclara: plano de despegue y anticlinal cerrado asimétrico, aquí con plano axial que mantea fuertemente (60°) al este. A diferencia del perfil (1), el anticlinal asimétrico es sucedido hacia el oeste por un sinclinal agudo de pequeña longitud de onda y elevada amplitud. La geometría de estos pliegues es similar a los *pliegues cascada* (de Sitter, 1956), desarrollados en los flancos de anticlinales de calizas en la región de Fars, Irán, y descritos por Harrison y Falcon (1934). Según estos autores, ellos se produjeron por deslizamiento gravitacional de la estructura, favorecido por la existencia de niveles muy incompetentes de margas y anhidrita, los que sirvieron de niveles de despegue.

De acuerdo a Hubbert y Rubey (1959) un bloque de rocas que descansa libremente sobre una superficie inclinada puede deslizarse, en principio, por efecto de la gravedad, cuando se satisface la ecuación $\tau = (\sigma_N - p) \operatorname{tg}\phi$, donde (τ) es igual al "stress" de cizalle que actúa paralelamente a la superficie de deslizamiento; (σ_N), el "stress" normal a dicha superficie; (p), la presión de fluidos bajo el plano de deslizamiento; y ($\operatorname{tg}\phi$), el coeficiente de fricción interna de la roca en cuestión.

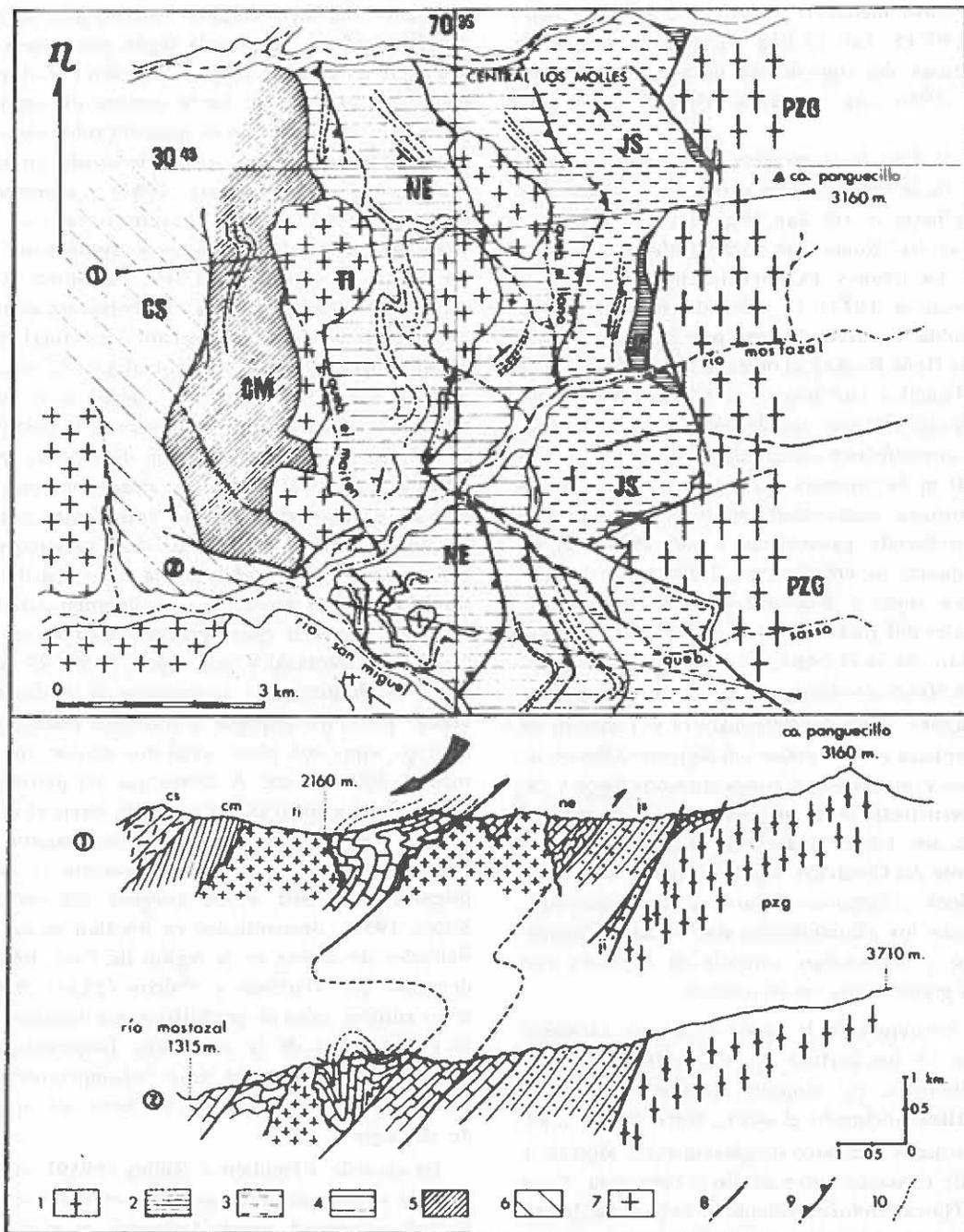


FIG. 3. Esquema y secciones estructurales de la región al sur de Central Los Molles, Cordillera Ovalle. Croquis realizado a partir de la fotografía aérea Hycon 3495. (1, PZG) Granitoides del Paleozoico superior; (2, TI) Lías marino; (3, JS) Jurásico Superior sedimentario continental; (4, NE) Neocomiano marino (calizas); (5, CM) Cretácico medio sedimentario continental; (6, CS) Cretácico Superior volcánico continental; (7, TI) Granitoides terciarios; (8) Falla normal; (9) Falla inversa; (10) Trazas de estratos.

Si no se considera la influencia de la presión de fluidos ($p = 0$), el deslizamiento por gravedad se produciría, en general, cuando el ángulo de manteo (θ) de la superficie de deslizamiento supere el valor del ángulo de fricción interna (φ) que, en la mayoría de las rocas, es cercano a los 30° (Ragan, 1973). El posible plano de deslizamiento, en el caso de Ovalle, tiene una inclinación aproximada de 45° , más que suficiente para satisfacer esta condición. No obstante, Hsu (1969) señala que el análisis de Hubbert y Rubey es incompleto ya que no considera la posible cohesión inicial (τ_0) en el plano potencial de deslizamiento. Es así como, por ejemplo, al considerar un valor de τ_0 de 200 bares (valor promedio para rocas sedimentarias), el ángulo crítico para una lámina de roca de 1 km de espesor se eleva de 30° a 74° , aplicando el criterio de fractura correcto ($\tau = \tau_0 + \sigma_N \text{tg } \varphi$), válido si $p = 0$.

Este ángulo sobrepasa, en mucho, a aquél de la zona de Los Molles-San Miguel. Sin embargo, al analizar la estructura circundante se observa que, el plano de despegue se prolonga directamente al sur del río San Miguel, correspondiendo allí únicamente a un "plano de sobreescurrecimiento de vergencia al este" (Escurrecimiento Tulahuencito, Mpodozis, 1974). En esta área, más alejada del domo de zócalo, no aparece ningún tipo de estructura a la que pudiera atribuirse un origen gravitacional. Es este mismo plano el que, más al norte, serviría como plano de deslizamiento. Es evidente entonces que, si las estructuras descritas se originaron por deslizamiento gravitacional, éste ocurrió a lo largo de un plano de ruptura preexistente (el Escurrecimiento Tulahuencito) originado, posiblemente, durante la orogénesis Mesocretácica (Mpodozis y Rivano, 1976). Este plano corresponde así a una superficie de discontinuidad, con valores de (τ_0) bajos, que habría sido rotado durante la formación del domo de basamento de los cerros Calderón-Panguecillo, hasta sobrepasar el ángulo crítico, con el consiguiente deslizamiento del bloque superior de calizas neocomianas.

El análisis anterior es válido para el movimiento de un bloque con extremos libres, lo que no es el caso en la cordillera de Ovalle. Aquí, debido al alto ángulo del plano de deslizamiento, hay que considerar el efecto de la presión litostática creciente con la profundidad, lo que trae consigo un aumento en la presión confinante y, como consecuencia, un aumento del "stress" normal al pla-

no de deslizamiento, con el consiguiente aumento de los requerimientos de cizalle necesarios para la ruptura. Así se llega a bloquear, en profundidad, el movimiento a lo largo del plano de deslizamiento. En este caso, el deslizamiento, a profundidades menores, debe ser absorbido por deformación interna del bloque deslizado, el que puede reaccionar de dos maneras: plegamiento o fallas (fallas lístricas). Según Price (1977, p. 313), "... los pliegues se desarrollan con preferencia a las fallas en una secuencia que comprende un número alto de estratos relativamente delgados (varios centenares, o miles de estratos individuales por kilómetro de secuencia) especialmente cuando existe una baja cohesión entre las capas individuales en la secuencia...". Ésta es, probablemente, la situación en los calcáneos neocomianos de la cordillera de Ovalle, constituidos por una sucesión regular de centenares de estratos de 10 a 50 cm de espesor promedio. Una vez que el pliegue empieza a desarrollarse por deslizamiento gravitacional, Raleigh y Griggs (1963) han demostrado cómo la masa de este pliegue creciente, puede neutralizar, progresivamente, el potencial de deslizamiento en el plano, estabilizando finalmente la estructura ("toe effect").

De la observación de los perfiles se hace evidente que, en la actualidad, se han conservado sólo los pliegues cascadas mientras que el grueso del bloque deslizado, el volumen de roca que indujo la deformación, ha sido erodado con posterioridad al deslizamiento. Una manera de evaluar la situación estructural consiste en calcular el volumen teórico de rocas necesario para producir un pliegue de la magnitud de aquél que aparece en el perfil (1), sólo por deslizamiento gravitacional, y verificar si este valor es compatible con las condiciones geológicas locales.

Según Raleigh y Griggs (1963), y considerando ($\tau_0 = 0$), el volumen (V_1) de la figura (4) estará en equilibrio con respecto al deslizamiento gravitacional cuando se satisfaga la ecuación:

(a) $\rho_g V_1 \text{ sen } \theta = (1 - \lambda_1) \text{tg } \varphi (\rho_g V_1 \text{ cos } \theta + Fh \text{ sen } \theta) + Fh \text{ cos } \theta$, en la cual (ρ) corresponde a la densidad de las rocas involucradas (en este caso, $2,5 \text{ gr/cm}^3$, promedio de rocas sedimentarias); (g) es la aceleración de gravedad; (λ_1), la razón ($\frac{\sigma_N}{P}$) entre la presión de fluidos (p) bajo el plano de deslizamiento y el "stress" normal (σ_N) que actúa sobre ese plano debido al peso del bloque deslizado V_1 ; y (Fh), la fuerza horizontal requerida para empujar el volumen (V_2) sobre un

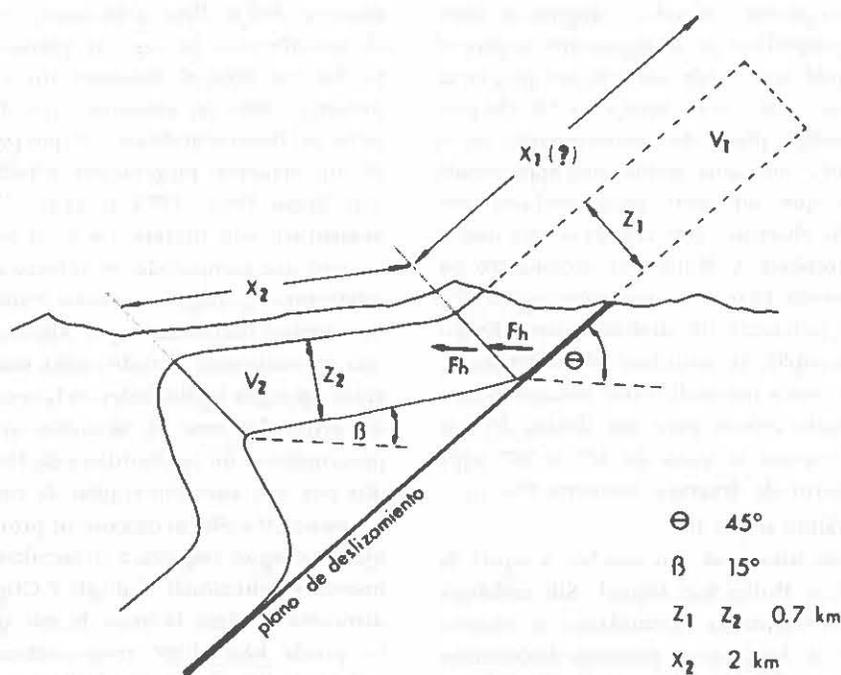


FIG. 4. Esquema mostrando los diversos parámetros geométricos utilizados para el cálculo del ancho (X_1) de una lámina de rocas (V_1) cuyo potencial de deslizamiento gravitacional sobre un plano con manteo θ , está en equilibrio con aquél de la lámina (V_2) y ángulo de manteo (β). Modelo aplicable al análisis del pliegue "cascada" del perfil 1, Fig. 3.

plano con manteo β .

Asimismo, la condición de equilibrio frente al deslizamiento para (V_2) será:

$$(b) F_h \cos \beta = (1 - \lambda_2) \operatorname{tg} \varphi \times (\rho_g V_2 \cos \beta + F_h \operatorname{sen} \beta) - \rho_g V_2 \operatorname{sen} \beta.$$

Si se evalúa esta última ecuación en dos dimensiones, considerando los valores de (X_2), (Z_2) (β) de la Fig. 4 y un ángulo de fricción interna (φ) de 30°, se puede calcular F_h para diferentes valores de λ_2 (en el presente caso, considerado igual a λ_1). Al introducir (F_h) calculado en la ecuación (a), se puede despejar (V_1) y, por ende, (X_1) ya que (Z_1) = (Z_2).

Si se desprecia la presión de fluidos ($\lambda_1 = \lambda_2 = 0$) el valor de X_1 alcanzaría a 2,5 km, valor aparentemente razonable, de acuerdo a las condiciones geológicas del área. Sin embargo, esta estimación debe ser considerada como mínima, ya que el análisis anterior es válido para una situación de deslizamiento de bloques rígidos, supone que (V_2) posee un extremo libre, no considerando

el gasto de energía asociado al plegamiento de la secuencia sedimentaria. Valores de X_1 mayores a 3 km implican la erosión de un gran espesor de rocas sedimentarias, a la vez que un relieve original demasiado elevado, del orden de los 6.000 m s.n.m. Pero, el cálculo anterior fue efectuado en seco, despreciando la presión de fluidos ($\lambda = 0$) la que, sin embargo, puede modificar drásticamente la situación, ya que sólo con un valor moderado de λ (0,3), la posición de equilibrio disminuye a $X_1 = 0,65$ km. Si se duplica e incluso triplica este valor para dar cuenta del plegamiento, nos encontraremos todavía dentro del rango de condiciones posibles.

De acuerdo a la discusión anterior, se puede concluir, razonablemente, que los pliegues cascada que afectan a las calizas neocomianas entre los ríos Los Molles y San Miguel cumplen con las restricciones mecánicas mínimas para considerar que su origen estuvo ligado a deslizamiento gravitacional. Este se habría producido, en condiciones de moderada presión de fluidos, a favor de un plano

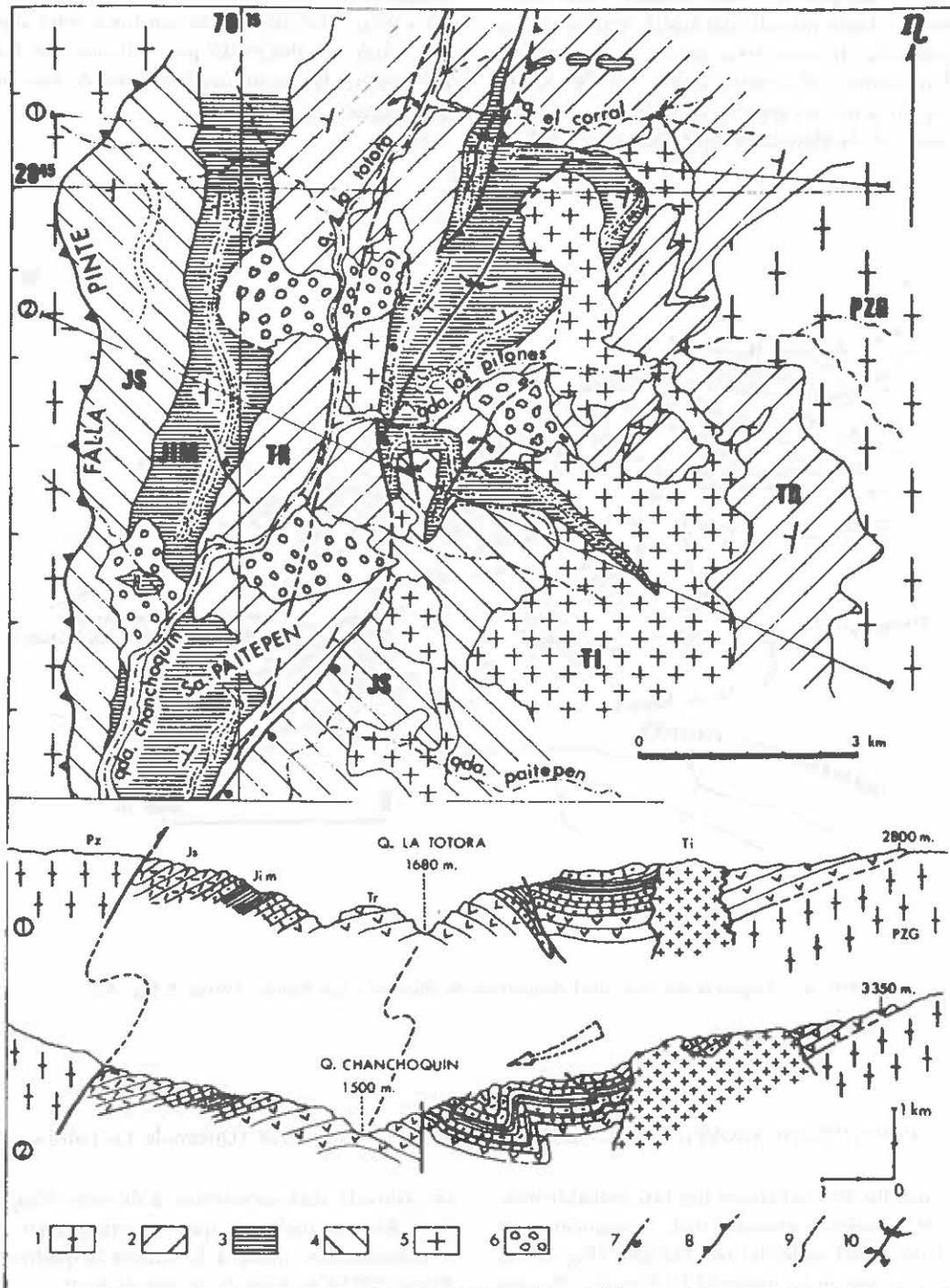


FIG. 5. Esquema y secciones estructurales de la región de Quebradas La Totor-Chanchoquín, Cordillera del Huasco. Croquis realizado a partir de la fotografía aérea Hycon 9209. (1, PZG) Granitoides del Paleozoico superior; (2, TR) Triásico Superior, volcano-sedimentario continental; (3, JIM) Lías-Dogger marino; (4, JS) Jurásico Superior volcano-sedimentario continental; (5, TI) Granitoides y pórfidos intrusivos terciarios; (6) Depósitos de remoción en masa (derrumbe); (7) Falla normal; (8) Falla inversa; (9) Trazas de estratos; (10) Ejes anticlinales y sinclinales.

de ruptura antiguo (el escurrimiento Tulahuencito), rotado hasta más allá del ángulo crítico, como consecuencia de una deformación a gran escala del basamento. El deslizamiento habría estado restringido a niveles superficiales ya que, a mayor profundidad, la elevada presión confinante habría

bloqueado el deslizamiento sobre ese plano. Debido a ésto, el deslizamiento en los niveles superiores debió ser absorbido por deformación interna del bloque deslizado, originándose, de este modo, los pliegues cascada.

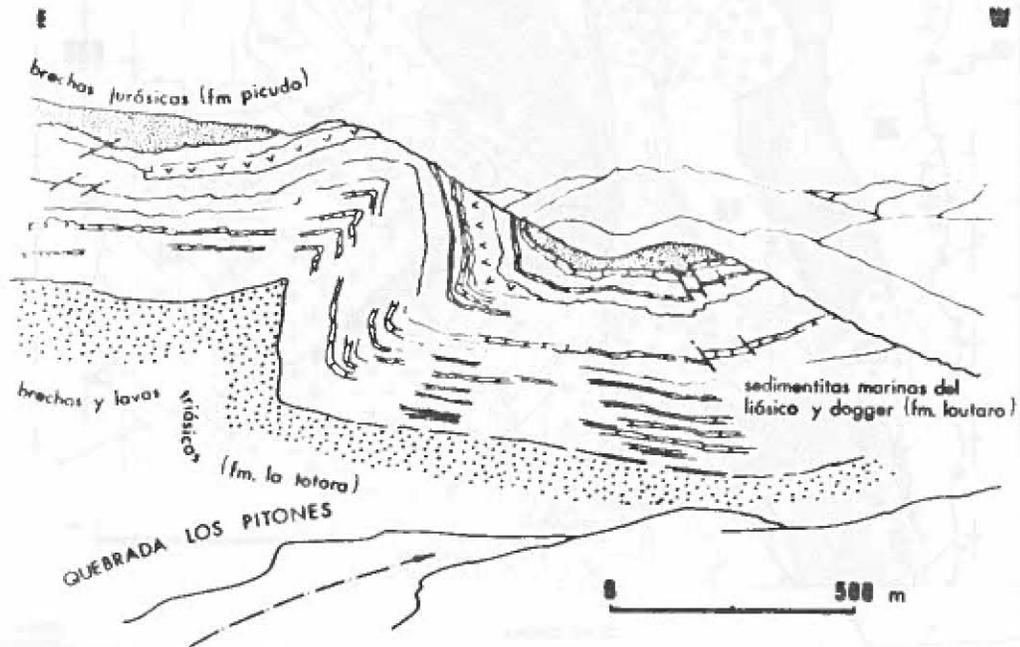


FIG. 6. Esquema del Anticlinal Asimétrico de Quebrada Los Pitones (Perfil 2, Fig. 5).

PLIEGUES DE GRAVEDAD EN CORDILLERA DE VALLENAR (Quebrada La Totorá)

Otro ejemplo de estructuras ligadas, probablemente, a deslizamiento gravitacional, se encuentra 10 km al norte del valle del río Tránsito (Fig. 5) en el curso medio de la quebrada La Totorá, afluente norte de aquél. En la cordillera de Vallenar, estudiada en detalle por Reutter (1974), el núcleo paleozoico está afectado por un sistema de fallas inversas de alto ángulo, volcadas, en general, hacia el este, y en cuyo frente se conservan, como ya se ha dicho, delgadas franjas de la cobertura mesoica. La zona de la Fig. 5 se sitúa, precisamen-

te, sobre la más característica de estas franjas, de 5-10 km de ancho, la que se extiende en forma ininterrumpida, desde a lo menos la quebrada La Plata (29°15'S) hasta la quebrada La Totorá (28°45'S), estando limitada, hacia el oeste, por la falla Pinte (Reutter, 1974). Esta falla, con 70° de manteo hacia el oeste, pone en contacto la franja de cobertura con granitoides y gneises del Paleozoico superior (?), mientras que, al oriente, esta cobertura se apoya, en discordancia, sobre aquéllos.

En la región de Chanchoquín-La Totorá, la co-

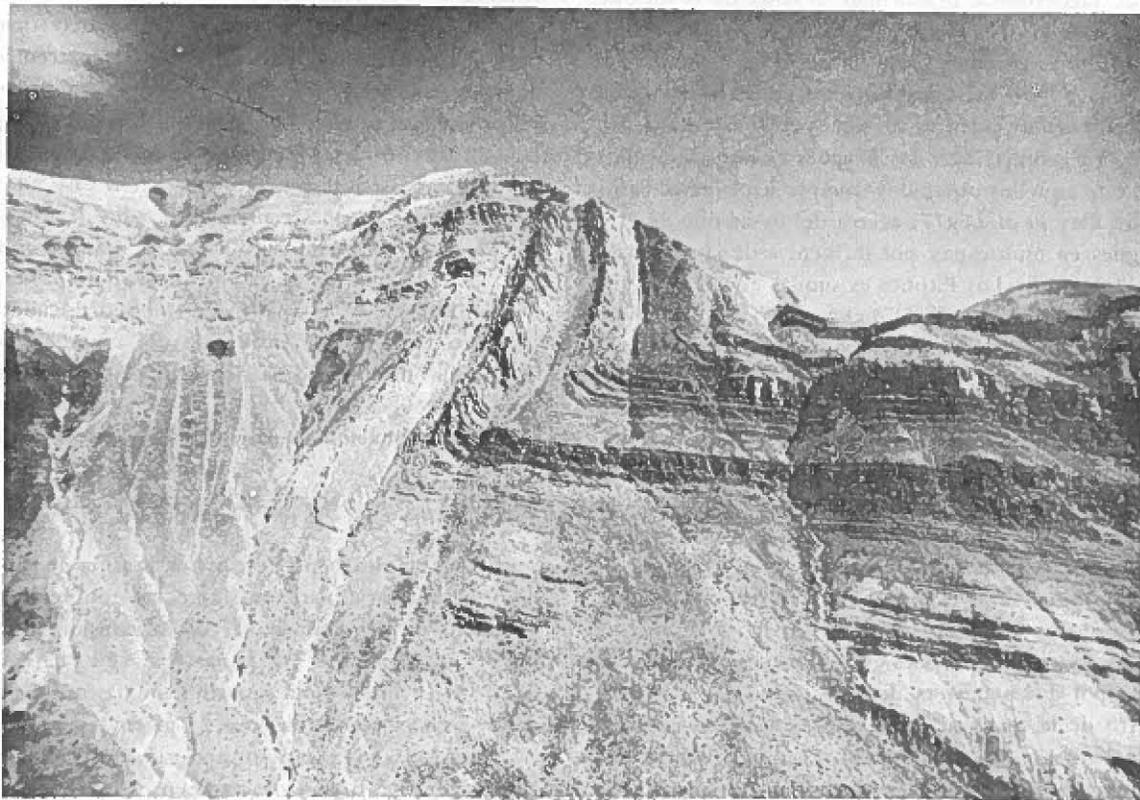


FIG. 7. Quebrada Los Pitones, vista hacia el sur. Referencias en Fig. 6. Centro de la foto detallada en portada de esta Revista.

bertura está constituida por 800 m de lavas andesítico-basálticas continentales del Triásico Superior (Formación La Totorá), sobre los cuales se disponen, concordantemente, 300 m de calizas y margas del Sinemuriano-Caloviano de la Formación Lautaro (von Hillebrandt, 1973) y 1.500 m de lavas y brechas andesíticas continentales de la Formación Picudo del Jurásico Superior. Un conjunto de stocks y filones terciarios, cuya composición varía desde extremos riolíticos a dioríticos, aparece intruyendo a las unidades estratificadas ya descritas.

En su borde oriental, la franja de cobertura se dispone como un monoclinial con inclinación suave (25°) hacia el oeste, de 6 km de ancho. Hacia el oeste, sin embargo, en la quebrada Los Pitones, esta simple estructura es interrumpida por una brusca flexura que da origen a un anticlinal asimétrico, con su flanco occidental en posición subvertical (Fig. 5, perfil 2). Al occidente de este pliegue, ya descrito por Zeil (1960), aparece un

estrecho sinclinal en cofre que, hacia el oeste, está en relación, a través de una falla normal vertical, con un amplio anticlinal (anticlinal La Totorá) cuyo eje sigue la quebrada homónima. Este anticlinal, finalmente, viene a chocar al oeste con la falla Pinte, que lo pone en contacto con las tonalitas gneisicas paleozoicas de Sierra Los Naranjos. Una situación similar se observa 7 km al norte, en la quebrada El Corral (Fig. 4, perfil 1), donde se reconoce la losa monoclinial oriental, así como el amplio anticlinal de La Totorá, desarrollándose entre ambos un estrecho sinclinal isoclinal de calizas jurásicas, cuyo plano axial mantea 70° al este y es cabalgado por el monoclinial oriental. Un rasgo característico de la zona es la presencia de numerosas pequeñas fallas inversas que afectan a las calizas jurásicas en el monoclinial oriental. Estas pueden encontrarse con manteos fuertes, tanto al este como hacia el oeste. A ellas se asocian, frecuentemente, pliegues menores que repiten, a pequeña escala, la geometría del anticlinal asimétrico

de Los Pitones. El sinclinal en cofre de la quebrada Los Pitones se caracteriza por dos planos axiales, que convergen hacia el centro de la estructura. Zona donde existen, asimismo, fallas inversas con manteos divergentes al este y al oeste (Fig. 6).

La geometría de los pliegues es muy parecida a la de aquéllos obtenidos durante los experimentos de Blay *et al.* (1977) acerca del desarrollo de pliegues en multicapas, por influencia de la gravedad. El perfil de Los Pitones es similar al producido en el experimento (C) de dicho autor: deslizamiento gravitacional en los bordes de una zona de levantamiento progresivo de un "domo" de basamento. Citando a Blay *et al.* (p. 338)... "los experimentos indican que el plegamiento de una secuencia simple de multicapas, sobre una zona de despegue, produce anticlinales bien definidos, a menudo separados por anchas zonas sinclinales menos claramente definidas. La amplitud y envergadura de esas estructuras es más grande cerca de la superficie de las multicapas y se atenúa hacia la zona de despegue. Los pliegues están definidos lateralmente por dos planos axiales que se reúnen en el centro de la estructura (en el presente caso el sinclinal de Los Pitones, Fig. 6). El núcleo contiene, a menudo, cabalgamientos menores, con anticlinales que se generan como estructuras simétricas y que pueden llegar a ser asimétricas (por ejemplo el anticlinal de Los Pitones), durante etapas tardías de desarrollo del plegamiento. Con la deformación progresiva, el limbo inclinado de un pliegue asimétrico puede convertirse en un cabalgamiento"... (lo que ocurre probablemente en el perfil de Quebrada El Corral).

El hecho que la mayoría de estos rasgos geométricos se encuentren en ambos perfiles lleva a considerar un posible origen gravitacional para las estructuras de la quebrada La Totorá. Sin embargo, a pesar de esta similitud geométrica, hay algunos puntos críticos: si se considera un análisis del problema en términos de movimiento de bloques rígidos (lo que es sólo una aproximación simple a una situación compleja de plegamiento) se puede suponer un deslizamiento paralelo a la superficie de discordancia, entre el zócalo y la cobertura. El ángulo de este plano potencial de deslizamiento (25°) es menor que el probable ángulo crítico (30°). Pero, al considerar el efecto de la presión de fluidos p , la relación de deslizamiento $\text{tg } \theta_c = \text{tg } \varphi$ (con $\tau_0 = 0$) se modifica a $\text{tg } \theta_c = (1 - \lambda) \text{tg } \varphi$ (e-

cuación 117 de Hubbert y Rubey, 1959). Es así que, con valores de λ elevados, el ángulo crítico para el deslizamiento puede llegar a ser extremadamente pequeño. Sin embargo, como ya se ha visto, esta presunción se ve modificada, en gran medida, al considerar la influencia del factor τ_0 sobre el plano de deslizamiento que, en el caso analizado, debe ser necesariamente elevado, debido a la aparente inexistencia en terreno de un nivel con τ_0 bajo, que pudiera servir de nivel de despegue. Según Hsu (1969), el análisis de Hubbert y Rubey tampoco considera la influencia del espesor (Z) del bloque deslizado y la densidad promedio (ρ) de éste.

La aproximación de Hsu (1969, Ecuación 16)

$$\text{tg } \theta_c \cong \frac{\tau_0}{\rho g z} + (1 - \lambda) \text{tg } \varphi$$

puede ser empleada para estimar la presión de fluidos (λ) necesaria para satisfacer las condiciones probables en la quebrada La Totorá, considerando valores de $\tau_0 = 2 \times 10^8$ dinas/cm² (200 bares); $\theta_c = 25^\circ$ (manteo de la superficie de discordancia entre zócalo y cobertura); $\rho = 2,5$ gr/cm³; $\varphi = 30^\circ$; $Z = 2,5 \times 10^5$ cm (espesor aproximado de la columna estratigráfica involucrada en el deslizamiento).

Al despejar λ de la ecuación se obtiene un valor alto (0,75), de tal modo que aparece como condición ineludible, si se quiere explicar esas estructuras como ligadas a deslizamiento gravitacional, la existencia de una presión de fluidos (p) elevada, al momento de producirse el deslizamiento. No tenemos antecedentes para favorecer o rechazar la existencia de esa condición, pudiendo sólo sugerir que, si el mecanismo de emplazamiento de esas estructuras fue el deslizamiento por gravedad, la presión de fluidos tuvo que haber sido allí *necesariamente alta*.

Otra forma de evaluar esta situación estructural, si se continúa el análisis en términos de deslizamiento de bloques rígidos, consiste en calcular el largo máximo teórico (L) de un bloque, que se deslice por gravedad en las condiciones citadas, y compararlo con el largo (o ancho) real de la lámina de rocas que habría estado involucrada en el deslizamiento por gravedad en Quebrada La Totorá.

La ecuación (8) de Hsu, una variante de la ecuación (125) de Hubbert y Rubey, en que se considera la influencia de (τ_0):

$$L = \frac{1}{\left[\tau_0 + (1 - \lambda) \operatorname{tg} \varphi \rho_{gz} \cos \theta - \rho_{gz} \operatorname{sen} \theta \right]} \left[az + \frac{[b + (1 - b) \lambda] \rho_{gz}^2 \cos \theta}{2} \right]$$

puede ser empleada para esta finalidad. La simbología y los valores son los mismos que en el problema anterior, excepto (a) y (b), correspondientes a constantes experimentales, que relacionan los "stress" máximos y mínimos, al momento de ruptura. Los valores de ambas, siguiendo a Hubbert y Rubey serían:

$$\left[\begin{array}{l} a = 7 \times 10^8 \text{ dinas/cm}^2 \\ b = 3 \end{array} \right]$$

En estas condiciones, y considerando un valor de λ de 0,75, el largo máximo teórico del bloque deslizado alcanza a 83,3 km, muy superior a aquél

que se puede estimar del perfil de terreno en Quebrada La Tatora, el que, sumando la sección que pudo haber sido erosionada con posterioridad al deslizamiento, no habría superado, en ningún caso, los 15 km. Es así que, en este ejemplo, como en el anterior, la hipótesis de deslizamiento aparece como perfectamente posible, ya que se cumpliría con las restricciones mecánicas inherentes a este tipo de fenómeno. En el caso de Quebrada La Tatora, la validez de esta presunción depende de la necesidad de una elevada presión de fluidos ($\lambda = 0,75$) que facilite el deslizamiento. A primera vista, parece un valor demasiado elevado, sin embargo, Fyfe *et al* (1978) indican que valores cercanos a 1,0 son comunes en un variado rango de condiciones corticales y, más aún, que el desarrollo de pliegues del tipo "flexural slip" (como serían probablemente aquéllos de la quebrada La Tatora) estaría restringido a condiciones de λ cercanas a 1,0.

ORIGEN DE LAS PENDIENTES

Un punto a discutir es el origen de las pendientes, que habrían favorecido el desarrollo de las estructuras gravitacionales, tanto en la cordillera de Vallenar como en la de Ovalle. Tal como se indicó en la introducción, es posible que ellas se hayan originado por rotación del plano de discordancia basal de la cobertura, debida, probablemente, a deformación interna del zócalo. Esta posibilidad se desprende, especialmente, del análisis del mapa y perfiles de la cordillera de Vallenar realizados por Reutter (1974), donde se observa que la cobertura constituye franjas elongadas de dirección norte-sur, limitadas por fallas inversas, que se ubican en posición topográfica baja, de sinclinal, bordeadas por altos macizos de granitoides paleozoicos. Este dispositivo hace recordar las estructuras de "pinch and swell" que, según Ramsay (1967), se encuentran en numerosas regiones donde existen contactos discordantes entre basamento y cobertura, deformados por compresión lateral, durante un período común de actividad orogénica. La superficie de discordancia se transforma, por efecto de la deformación, en una serie de anchos y redondeados antifformes (longitud de onda grande, amplitud pequeña), separados por sinformes que tienen una sección mucho más aguda y estrecha (pequeña longitud de onda, gran amplitud). Ramsay (1967) menciona, como ejemplo de esa estructura, a los

sinclinales "pinchados" de sedimentos mesozoicos existentes en los macizos cristalinos externos de los Alpes Franco-Italianos (Belledone-Pelvoux). Por analogía con este modelo, se puede considerar que las franjas de cobertura existentes en la zona del alto río Tránsito ocuparon, originalmente, el núcleo de estrechos sinformes limitados al este y oeste por grandes antifformes y/o domos de zócalo. Las estructuras gravitacionales, que hemos descrito, serían así *estructuras secundarias, ligadas al colapso de la cobertura en los flancos de estos grandes antifformes de zócalo*. Por último, en el caso de la cordillera del Huasco, un problema que no se puede soslayar es el significado de las fallas inversas que bordean las franjas de cobertura por el oeste (ejemplo: Falla Pinte-Chanchoquín) y que disectan todas las estructuras previas, inclusive los pliegues gravitacionales desarrollados en la cobertura. Por su posición espacial, es fácil darse cuenta que ellas estarían ligadas a la ruptura de los flancos de los antifformes de zócalo previamente desarrollados. Esto último puede ser interpretado en dos sentidos: (1) corresponden a una etapa tardía del mismo evento tectónico que originó la formación de los antifformes y sinformes de zócalo, cuando la compresión lateral llegó a sobrepasar el límite de ruptura del basamento; éste se habría comportado así, de manera semi-dúctil, "plegándose" primero

para después fallarse, o bien (2) que las fallas representen un evento tectónico posterior a aquél que originó la deformación interna del basamento. Con los antecedentes disponibles, en los casos aquí analizados, es difícil favorecer una u otra hipótesis, ya que el resultado, desde el punto de vista mecánico, es el mismo. En la literatura geológica regional (*vide* Godoy y Davidson, 1976), generalmente se subentiende que ambos fenómenos corresponderían a efectos de una misma etapa de deformación, la fase "Quechua" del Mioceno superior. Sin embargo, un análisis estructural de la precordillera de Copiapó (Mpodozis y Davidson, 1979) indica que, los antiformes y sinformes de zócalo, corresponden allí a estructuras relativa-

mente antiguas, formadas probablemente en el Cretácico Superior, y que la deformación DT's sólo trajo consigo la ruptura de los flancos de los antiformes de zócalo preexistentes, dando origen a los "pilares en compresión", limitados por fallas inversas, descritos por estos últimos autores. Sólo la datación radiométrica de los numerosos stocks emplazados con posterioridad a la formación de las estructuras gravitacionales, tanto en la cordillera del Huasco como en la de Ovalle (Figs. 3 y 5), permitiría poner un límite temporal superior a este evento tectónico y verificar si corresponde, efectivamente, a un evento anterior a la deformación DT's.

CONSIDERACIONES FINALES

La existencia de grandes domos o antiformes, en terrenos cristalinos paleozoicos, sería una característica estructural fundamental de los Andes del Norte Chico chileno. Su emplazamiento y elevación, probablemente ya desde el Cretácico Superior, trajo como consecuencia el desarrollo de estructuras secundarias de origen gravitacional, ligadas al colapso de la cobertura en los bordes de estos macizos, tal como aquéllas que aparecen en los casos analizados. Es probable que, estructuras

similares, tengan un desarrollo importante en este sector de los Andes ya que, fenómenos de este tipo, son comunes en muchas cadenas de montañas en las cuales los niveles tectónicos superiores aún están expuestos. Tal como parece ser el caso, al menos, en la precordillera de Copiapó, la historia del emplazamiento de estos domos de zócalo es compleja y debe, necesariamente, haber influido inclusive en la paleogeografía de la cordillera de Vallenar y de Ovalle.

AGRADECIMIENTOS

Los autores se hacen un deber en expresar su reconocimiento a Jorge Skarmeta y Estanislao Godoy por sus constructivas críticas y comentarios. Carmen Sáenz mecanografió diligentemente el manuscrito del trabajo. Durante las campañas de te-

rreno de este estudio, los autores contaron con el apoyo logístico del Depto. de Geología de la Univ. de Chile y del Instituto de Investigaciones Geológicas.

REFERENCIAS

- AUBOUIN, J.; BORRELLO, A.; CECIONI, G.; *et al.* 1973. Esquisse paléogéographique et structurale des Andes Méridionales. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, Vol. 15 No. 1-2, p. 11-72.
- BLAY, P.; COSGROVE, W.; SUMMERS, J.M. 1977. An experimental investigation of the development of structures in multilayers under the influence of gravity. *Geol. Soc. Lond., J.*, Vol. 133, Part 4, p. 329-342.
- CORNEJO, P.; MPODOZIS, C. 1979. Las sedimentitas del Paleozoico superior del Alto Valle del río Hurtado, Coquimbo, IV Región. *In Congr. Geol. Chileno*, No. 2, Actas, Vol. 1, p. A87-A101. Arica.
- DE SITTER, L.U. 1956. Gravitational gliding tectonics. An essay in comparative structural geology. *Am. J. Sci.*, Vol. 252, No. 6, p. 321-344.
- DEDIOS, P. 1967. Cuadrángulo Vicuña, Provincia de Coquimbo. *Inst. Invest. Geol., Carta Geol. Chile*, No. 16, 65 p.
- DEDIOS, P. 1978. Cuadrángulo Rivadavia, Región de Coquimbo. *Inst. Invest. Geol., Carta Geol. Chile*, No. 28, 20 p.
- FLEUTY, M.J. 1964. The description of folds. *Proc. Geol. Assoc.*, Vol. 75, p. 461-492.

- FYFE, W.S.; PRICE, N.J.; THOMPSON, A.B. 1978. Fluids in the Earth's crust. I Developments in geochemistry, 383 p. Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam.
- GODOY, E.; DAVIDSON, J. 1976. Pilares tectónicos en compresión de edad miocena superior en los Andes del Norte de Chile. *In* Congr. Geol. Chileno, No. 1, Actas, Vol. 1, p. B87-B103. Santiago.
- HARRISON, J.S.; FALCON, N.L. 1934. Collapse structures. *Geol. Mag.*, Vol. 71, p. 529-539.
- HILLEBRANDT, A. von. 1973. Neue Ergebnisse über den Jura in Chile und Argentinien. *Münster. Forsch. Geol. Palacontol.*, No. 31-32, p. 167-199.
- HSU, K. 1969. Role of cohesive strength in the mechanics of overthrust faulting. *Geol. Soc. Am., Bull.*, Vol. 80, No. 6, p. 927-952.
- HUBBERT, M.K.; RUBEY, W.W. 1959. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. *Geol. Soc. Am., Bull.*, Vol. 70, No. 2, p. 167-205.
- JENSEN, O. 1976. Geología de las nacientes del río Copiapó, entre los 27°53' y 28°30' de latitud sur, Provincia de Atacama, Chile. Memoria de Título, Univ. Chile, Depto. Geol., 249 p. Santiago.
- JENSEN, O.; VICENTE, J.C.; DAVIDSON, J.; *et al.* 1976. Etapas de la evolución marina jurásica de la cuenca andina externa (mioliminar) entre los paralelos 26° y 29°30' sur. *In* Congr. Geol. Chileno, No. 1, Actas, Vol. 1, p. A273-A293. Santiago.
- JENSEN, O.; VICENTE, J.C. 1979. La Fase Infraneocomiana a la latitud de Copiapó (Chile): Argumentos indirectos. Univ. Chile, Depto. Geol., Ser. Comun., No. 27, p. 19-40.
- MOSCOSO, R. 1977. Avance geológico de las hojas Vallenar-La Serena, escala 1:250.000. *Inst. Invest. Geol.* (inédito), 39 p. Santiago.
- MPODOZIS, C. 1974. Geología de la Cordillera de Ovalle, Provincia de Coquimbo, entre los 30°20' y 30°55' Lat. sur. Memoria de Título, Univ. Chile, Depto. Geol., 191 p. Santiago.
- MPODOZIS, A.C.; RIVANO, S. 1976. Evidencias de tectogénesis en el límite Jurásico-Cretácico en la Alta Cordillera de Ovalle (Provincia de Coquimbo). *In* Congr. Geol. Chileno, No. 1, Actas, Vol. 1, p. B57-B68. Santiago.
- MPODOZIS, C.; RIVANO, S.; PARADA, M.A.; *et al.* 1976. Acerca del Plutonismo tardi-hercínico de la Cordillera Frontal (entre los 30° y 33° sur), (Provincia de Mendoza y San Juan, Argentina; Coquimbo, Chile). *In* Congr. Geol. Argent., No. 6, Actas, Vol. 1, p. 143-171. Bahía Blanca, 1975.
- MPODOZIS, C.; DAVIDSON, J. 1979. Observaciones tectónicas en la Precordillera de Copiapó. El Sector de Puquios-Sierra La Ternera y Varillar. *In* Congr. Geol. Chileno, No. 2, Actas, Vol. 1, p. B111-B145. Arica.
- MUZZIO, G. 1980. Geología de la región comprendida entre el cordón de Varillar y Sierra de Vizcachas. Precordillera de Atacama, Chile. Memoria de Título, Univ. Chile, Depto. Geol., 176 p. Santiago.
- PRICE, N.J. 1977. Aspects of gravity tectonics and the development of listric faults. *Geol. Soc. Lond., J.*, Vol. 133, Part. 4, p. 311-327.
- RAGAN, D.L. 1973. Structural geology. An introduction to geometrical techniques. John Wiley & Sons, 208 p. New York.
- RALEIGH, B.; GRIGGS, D. 1963. Effects of the toe in the mechanics of overthrust faulting. *Geol. Soc. Am., Bull.*, Vol. 74, No. 7, p. 819-830.
- RAMBERG, H. 1967. Gravity, deformation and the Earth's crust, as studied by centrifuged models. Academic Press, 214 p. New York.
- RAMSEY, J.G. 1967. Folding and fracturing of rocks. McGraw Hill, Book Co., 568 p. New York.
- REUTTER, K.J. 1974. Entwicklung und Bauplan der chilenischen Hochkordillere im Bereich 29° Südlicher Breite. *Neues Jahrb. Geol. Palacontol., Abh.*, Vol. 146, No. 2, p. 153-178.
- RIVANO, S. 1975. Reconocimiento geológico de las nacientes del río Grande (Alta Cordillera de Ovalle, entre los 30°50' y 31°20' Lat. sur), Provincia de Coquimbo. Memoria de Título, Univ. Chile, Depto. Geol., 214 p. Santiago.
- ZEIL, W. 1960. Zur Geologie der Nordchilenischen Kordilleren. *Geol. Rundsch.*, Vol. 50, p. 639-673.