

Los Pliegues de la Barrera de Guataquí - Girardot: ¿Producto de un Despegue de la Cobertera Cretácica de la Cordillera Oriental?

ANDREAS KAMMER & JAIRO MOJICA

Departamento de Geociencias, Universidad Nacional de Colombia, Apartado 14490, Santa Fé de Bogotá, Colombia.

KAMMER A. & MOJICA, J. (1995): Los pliegues de la Barrera de Guataquí - Girardot: ¿Producto de un despegue de la Cobertera cretácica de la Cordillera Oriental? - GEOLOGIA COLOMBIANA, 19, pgs. 33-43, 8 Figs., Santafé de Bogotá.

Palabras claves: Colombia-Valle Superior del Magdalena, Cordillera Oriental, Pliegues de Despegue, Balanceo de Perfiles.

RESUMEN

En el presente trabajo se interpretan los pliegues de la Barrera de Guataquí - Girardot como pliegues de despegue. A través de mediciones de áreas de exceso y de acortamientos se calculan profundidades para un posible nivel de despegue. Este resultado se discute a la luz de un escenario de deformación que implica: 1) un levantamiento de las partes internas de la Cordillera Oriental y 2) un deslizamiento subsecuente de la cobertera cretácica hacia las cuencas adyacentes, desencadenado por gravedad. Se concluye que, con respecto a este escenario y para poder balancear los perfiles de manera satisfactoria, se debería modificar el modelo básico para los cálculos de despegue, teniendo en cuenta la posibilidad de una cizalla y una deformación interna de las capas.

ABSTRACT

In this paper the folds of the so - called barrier of Guataquí - Girardot are interpreted as detachment folds. In a first step, depths of a décollement horizon are calculated, using the classical excess - area method. These results are discussed in the light of a deformational scenario, which includes 1) uplift of the internal parts of the Eastern Cordillera and 2) a gravity - driven gliding of the Cretaceous cover toward its bordering depressions, giving rise to a partial tectonic denudation. It is concluded that, with respect to this scenario and in order to carry out a satisfactory retro - deformation by balanced areas, distributed shear and internal deformation should be allowed for as further parameters in the décollement calculations.

1. INTRODUCCIÓN

El piedemonte occidental de la Cordillera Oriental está conformado por una serie de sinclinales relativamente amplios con continuidades de hasta 100 km que se relevan, en forma escalonada, en dirección axial de la Cordillera.

Buenos ejemplos se encuentran en la transición del Valle Medio al Valle Superior del Magdalena y están representados por el Sinclinal de Jerusalén - Guaduas, cuya terminación meridional se examina en este trabajo, y los sinclinales de Carmen de Apicalá y de Fusagasugá. En cortes transversales, estos sinclinales son típicamente asimétricos, con flancos internos pendientes y flancos externos suavemente inclinados. Como regla general, sus flancos externos están delimitados por fallas regionales, tales como las de Cambao, del Magdalena y del Cerro Quinini, mientras que fallas en los flancos internos, cuando están presentes, muestran saltos menores y pasan longitudinalmente a simples flexuras antiformes. Estas relaciones se observan en el Sinclinal de Jerusalén - Guaduas; en la sección Bogotá - Honda, las unidades cretáceas y terciarias del flanco oriental de esta estructura se encuentran en contacto fallado contra las formaciones del anticlinorio de Villeta y un bloque intermedio (ULLOA 1988). En una sección transversal por Apulo (parcialmente ilustrada en la sección A-A'; Fig. 3), sin embargo, no existe ninguna evidencia para un mayor desplazamiento en las estructuras intermedias entre el Anticlinal de Apulo y el Sinclinal de Jerusalén - Guaduas.

Las fallas mayores del Valle del Magdalena han evolucionado a través de múltiples fases de deformación, como es el caso de la Falla de Cambao en la misma región de trabajo. Dicha falla limita unidades del Cretáceo superior y del Paleógeno, que pertenecen litoestratigráficamente a un dominio del Valle del Magdalena y de la Cordillera Oriental, contra un bloque occidental, cuyo basamento ya expone las unidades del zócalo metamórfico - intrusivo de la Cordillera Central y que está escasamente cubierto por sedimentos del Neógeno (Mapa Geológico del Departamento de Tolima, KASSEM & ARANGO 1974). Estas relaciones sugieren un levantamiento paleogénico de varios miles de metros del bloque occidental, que ha sido invertido sólo parcialmente durante el levantamiento de la Cordillera Oriental, tomando como nivel de referencia los sedimentos del Neógeno.

El presente trabajo tiene como principal objetivo el análisis estructural de los pliegues que forman la Barrera de Guataquí y los cuales, por encajonar el Río Magdalena, definen una

divisoria natural entre los valles Medio y Superior del Magdalena. Parte de la información utilizada se elaboró durante un curso de campo realizado entre Piedras y Tocaima a finales del año 1993; otra parte ha sido recolectada en salidas posteriores, efectuadas dentro del p \acute nsium curricular del Departamento de Geociencias de la Universidad Nacional de Colombia y por propios medios. Aún cuando la cartografía tiene todavía pocos controles al W de Guataquí, nos permitimos adelantar una interpretación y definir un estilo estructural muy particular del área, que ha recibido poca atención hasta la fecha.

2. CARACTERIZACIÓN GENERAL DE LOS PLIEGUES

Con relación al Sinclinal de Jerusalén, los pliegues de la Barrera de Guataquí conforman estructuras de segundo orden, como ilustra la Fig. 1. Este mapa representa la región transicional entre la estructura amplia del Sinclinal de Jerusalén y el enjambre de pliegues de la propia Barrera, que se ponen de manifiesto en las formaciones que subyacen a la Formación San Juan de Río Seco, la cual conforma el núcleo del sinclinal. Al norte de Jerusalén no se observan pliegues secundarios, de manera que los pliegues cartografiados terminan como periclinales. Se determinaron, de hecho, cabeceos considerables en las proyecciones estereográficas de la Fig. 2, las cuales ilustran polos de estratificación y los círculos mayores comunes con los ejes de pliegue correspondientes. Se indican, además, valores de cabeceo de diferentes pliegues en el mapa de la Fig. 1; estos datos indican cabeceos que alcanzan 25° en las terminaciones periclinales de los pliegues (caso del Anticlinal de Cotoma) y que contrastan con segmentos sin cabeceo ninguno en los anticlinales continuos (Anticlinal de la Limba).

Con su rumbo, los pliegues desvían marcadamente en sentido horario del rumbo general de la Cordillera Oriental, dejando así el espacio para la Depresión de Girardot - Tocaima, que separa los pliegues de la Barrera de la propia Cordillera. Con este rumbo, los pliegues siguen estrechamente el curso de la Falla de Cambao, observación que apunta hacia un nexo causal entre la existencia de la falla y la formación de estos pliegues.

Los perfiles seriados del área (Fig. 3) se construyeron esencialmente por proyecciones de los límites geológicos y adaptando los espesores de las formaciones a los límites cartografiados. La forma de los pliegues se relaciona en esta área en gran medida con el espesor del Grupo Olini, para el cual se determinaron tres diferentes espesores que sugieren un aumento de estos, tanto de S a N (cf. perfil A-A' y secciones más meridionales) como de W a E (cf. perfil E-E'). Con este procedimiento se obtuvieron pliegues abiertos cuyos flancos muestran inclinaciones entre 20° y 60°, pero que contrastan con buzamientos mucho más acentuados y hasta invertidos, especialmente cuando provienen del Grupo Olini. Estos buzamientos anómalos constituyeron una dificultad inicial en el análisis estructural de la región, ya que al trabajar exclusivamente con buzamientos, los espesores de las unidades cambian de un flanco a otro de un mismo pliegue. Además, por sus varia-

ciones bruscas, las formas de los pliegues se tornaron casi inmanejables. Tales buzamientos anómalos deben su existencia a un plegamiento de menor amplitud (10 m a 30 m) que es omnipresente en flancos con inclinaciones de más de 30°.

Los pliegues de mayor amplitud y continuidad son los anticlinales más orientales de La Limba y de Cotoma (Fig. 1). En los perfiles de la Fig. 3, estos anticlinales muestran secciones aproximadamente triangulares con flancos occidentales más pendientes. Esta asimetría les confiere una cierta vergencia hacia el W. El sinclinal de la Quebrada Apauta que interviene entre los dos anticlinales mencionados y la Depresión de Tocaima - Girardot, definen un nivel estructural de referencia que se utilizará más adelante para determinar las áreas de exceso de los anticlinales.

Los pliegues al W de Guataquí se caracterizan por continuidades y amplitudes menores y son esencialmente simétricos y parados. Alternan con sinclinales relativamente estrechos con niveles estructurales variables.

La Falla de Cambao aflora en la Quebrada La Lomé, entre los trazos de los perfiles A-A' y B-B', delimitando capas de la Formación San Juan de Río Seco al SE y del Grupo Honda al NW. Ambas unidades son subverticales. Planos de cizalla en las capas conglomeráticas y el aspecto "esquistoso" de las lodolitas interestratificadas insinúan un adelgazamiento considerable de los estratos de la Formación San Juan de Río Seco. Estas deformaciones podrían explicarse por un plegamiento forzoso durante el movimiento de la falla que verticalizó las capas. En las dos unidades que se enfrentan en este contacto fallado, se detectaron polaridades opuestas, con las bases apuntando hacia el interior de los bloques fallados. Asumiendo una posición no plegada de ambas formaciones antes de la reactivación neogénica de la Falla de Cambao, la falla tiene que cortar los estratos de ambos bloques estratigráficamente hacia arriba. Con estos argumentos, la falla tiene un rango de buzamiento que varía entre 80°W y 80°E en la superficie.

3. DEFORMACIONES EN LAS LIDITAS DEL GRUPO OLINI Y DE LA FORMACIÓN HILÓ

Un balanceo satisfactorio de cualquier perfil depende críticamente de un conocimiento e, idealmente, de un análisis cuantitativo de las deformaciones, que afectan las diferentes unidades. Los patrones de deformación sirven en últimas para identificar o modelar mecanismos de deformación, es decir, a establecer una historia de deformación de una estructura (MERLE 1984). Esta tarea se ve, sin embargo, obstaculizada por los afloramientos poco continuos y la falta de marcadores de la deformación finita.

En el área de trabajo los estratos silíceos de la Formación Hiló y del Grupo Olini registran particularmente bien las deformaciones, debido a sus alternancias con capas de lutita que permiten una cierta movilidad de las capas competentes, y por consiguiente la formación de pliegues y fallas menores. Por las proporciones entre capas competentes y dúctiles y por los contrastes de competencia entre capas silíceas e intercalaciones de lutita, el comporta-

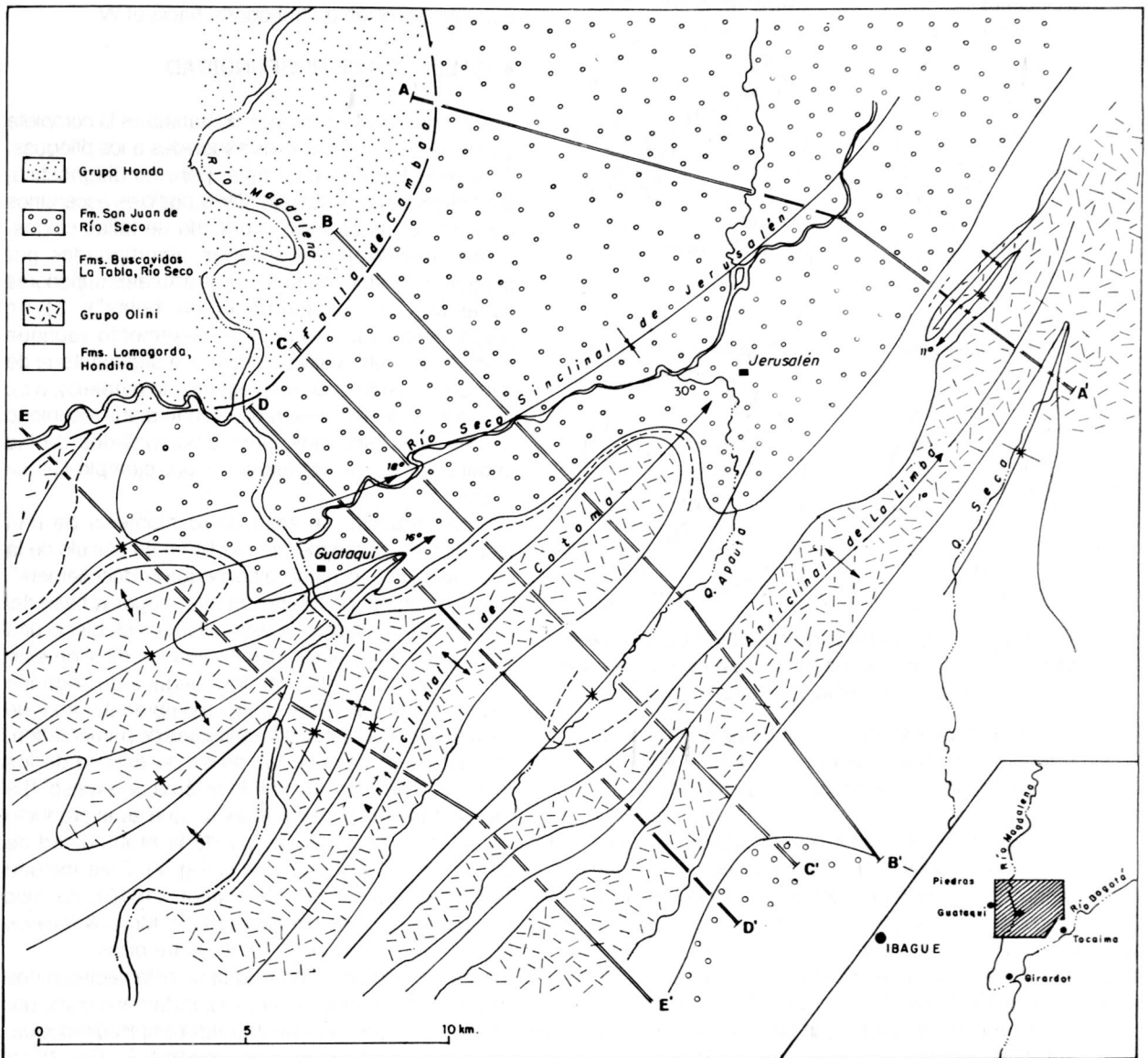


Fig. 1. Mapa geológico del área de Guataquí, con la localización de los perfiles de la Fig. 3 y los valores de cabeceo de algunos ejes de pliegue (Fig. 2).

miento de estos materiales se aproxima al modelo E de la Fig. 20.11, de RAMSAY & HUBER (1987.) A continuación presentamos de manera descriptiva las deformaciones observadas en el Grupo Olini del Anticlinal de la Limba y un anticlinal menor al E de Guataquí.

El Anticlinal de la Limba se escogió como prototipo de un pliegue ancho. En la zona de bisagra, este anticlinal está afectado por una deformación distensiva. En el afloramiento ilustrado en la Fig. 4b, las capas son disectadas por fracturas y fallas normales que separan compartimientos de un ancho de 3 m a 5 m. Las fallas mayores se reconocen por brechas de espesores considerables (Fig. 4b). En dos de los compartimientos fallados, se logró correlacionar dos horizontes (designados con "a" y "b", Fig. 4b), que muestran

ambos una separación de 1.6 m a lo largo de una falla mayor. Extrapolando una brecha de falla parcialmente expuesta, se logra delimitar el compartimiento más occidental y definir una tangente a los puntos de corte de la capa "a". Esta situación se presta para calcular un valor de extensión (e), utilizando la relación $e(\%) = 100 \cdot [\frac{\sin(\omega + \delta)}{\sin \delta} - 1]$ (WERNICKE & BURCHFIELD 1982). En esta ecuación ω y δ son los ángulos entre la tangente y la orientación de una capa o falla, como se ilustra en la Fig. 4b. El valor de la extensión alcanza en el afloramiento un 30%, pero parece estar circunscrita a la pura bisagra del anticlinal, ya que a poca distancia se observan pliegues recumbentes en su flanco oriental. Pliegues recumbentes con flancos normales moderadamente inclinados y flancos cortos e invertidos

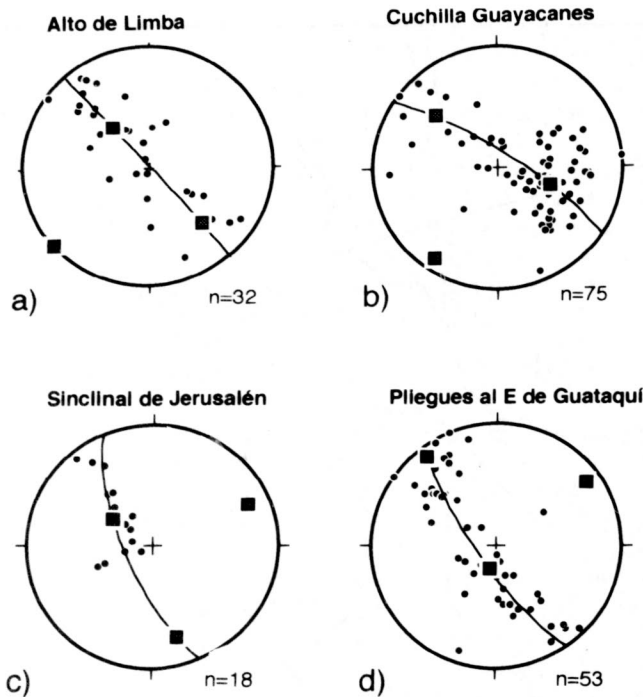


Fig. 2. Diagramas estereográficos de los polos de la estratificación y círculos mayores de mejor ajuste a los datos (red de igual área, hemisferio inferior).

afectan toda la vertiente oriental del anticlinal en distancias de decenas de m. En el flanco occidental del anticlinal, este plegamiento invierte su vergencia y es más intenso e irregular.

Como prototipo de una estructura estrecha se presenta un anticlinal al E de Guataquí que en este lugar forma un pliegue menor dentro del flanco occidental del Anticlinal de Cotoma (sección D-D') y que desaparece a poca distancia hacia el N, debido a su cabeceo fuerte. En esta estructura la deformación es netamente compresiva y se manifiesta por un intenso replegamiento en su zona de bisagra. Sobre los planos de estratificación de sus flancos inclinados se observan estrías que indican un mecanismo de flexión por cizallas discretas ("flexural slip") y en un caso, estas cizallas paralelas a la estratificación se destacan por una pequeña estructura en dúplex (Fig. 4a), la cual debe haberse formado por una transferencia de desplazamiento de la base al techo de la capa imbricada.

Por último se presentan algunas estructuras de un corte de carretera al E de Apulo que no se relacionan a los pliegues cartografiados, pero que se asocian tentativamente a un horizonte de despegue. El afloramiento se ubica al E de la región de trabajo, en la inmediata continuación del perfil A-A', Fig. 3. Aquí se tienen capas silíceas de la Formación Hiló, con una leve imbricación (Fig. 5) y que suprayacen a una zona de deformación con micropliegues asimétricos. Esta zona de deformación termina en su base con un horizonte de movimiento, revestido por cuarzo fibroso. Tanto el sentido de imbricación del nivel silíceo, como la asimetría de los pliegues y los escalones del revestimiento silíceo del horizonte de movimiento coinciden aquí

con una dirección de transporte hacia el W.

4. CÁLCULOS DE PROFUNDIDAD

Un rasgo distintivo del área de trabajo es la completa ausencia de fallas mayores asociadas a los pliegues. Esta característica es propia, pero no diagnóstica, para pliegues de despegue. Otros posibles escenarios abarcan: a) un abanico imbricado de fallas ciegas, cuyos desplazamientos serían amortiguados por pliegues asimétricos a niveles estructurales superiores ("pliegues por propagación de fallas"); b) un plegamiento que involucra el basamento (aunque difícil de postular para una columna sedimentaria de varios km, asumiendo un plegamiento paralelo); o c), un sistema "dúplex" enterrado, el cual estaría recubierto por estratos plegados, pero desacoplados de las imbricaciones infrayacentes (cf. por ejemplo GEISER 1988).

A continuación, se examina la hipótesis de una tectónica de despegue por medio de un cálculo de la profundidad de un nivel de despegue o "décollement". Como horizonte de referencia se escogió la base del Grupo Olini y, referente a este nivel, se estableció una envolvente a los sinclinales en cada perfil. Con este procedimiento se eliminan los pliegues de segundo orden, y la línea de referencia así obtenida, aunque todavía plegada de acuerdo a los pliegues de primer orden, sirve de guía para calcular las áreas de exceso de los anticlinales secundarios, igualando el "área de exceso" S a un "área de materiales transportados", que es el producto del acortamiento absoluto (l_0-l) y de la profundidad de despegue h (cf. el área $abcd$ en la Fig. 7). Este método inicialmente propuesto por CHAMBERLIN (1910), ha sido discutido y ampliado por HOSSACK (1979), MITRA & NAMSON (1989) y EPARD & GROSHONG (1993), entre otros.

Para estos cálculos de profundidad se establecieron dos tipos de pliegues que difieren tanto por su tamaño como por su forma. El primer tipo, cerrado y con una amplitud reducida, ocurre en la Cuchilla Guayacanes (perfil A-A', Fig. 3). La envolvente del nivel de referencia une la base del Grupo Olini del Sinclinal de Jerusalén con un punto basal de un sinclinal menor que representa la última manifestación de la Depresión de Tocaima - Girardot, y se ubica en las cabezas del Río Seco. Con esta configuración (cf. los datos acompañando el perfil A-A', Fig. 3), se obtiene una profundidad de despegue que se ubica en las lutitas oscuras que suprayacen la Formación Hiló, solución que sería admisible desde el punto de vista litológico. En este contexto vale recordar la presencia del horizonte de movimiento dentro de la Formación Hiló (Fig. 5), el cual podría representar un nivel de despegue para el desplazamiento requerido de 275 m. Dicho horizonte, sin embargo, se ubica a 300 m por debajo de la profundidad calculada e ilustra la dificultad en aplicar datos puntuales a un modelo bastante universal, pero regido por tres parámetros solamente. ¿Cómo habrá que variar el modelo para incorporar este horizonte? ¿Habrá que introducir varios niveles de despegue o suponer que el

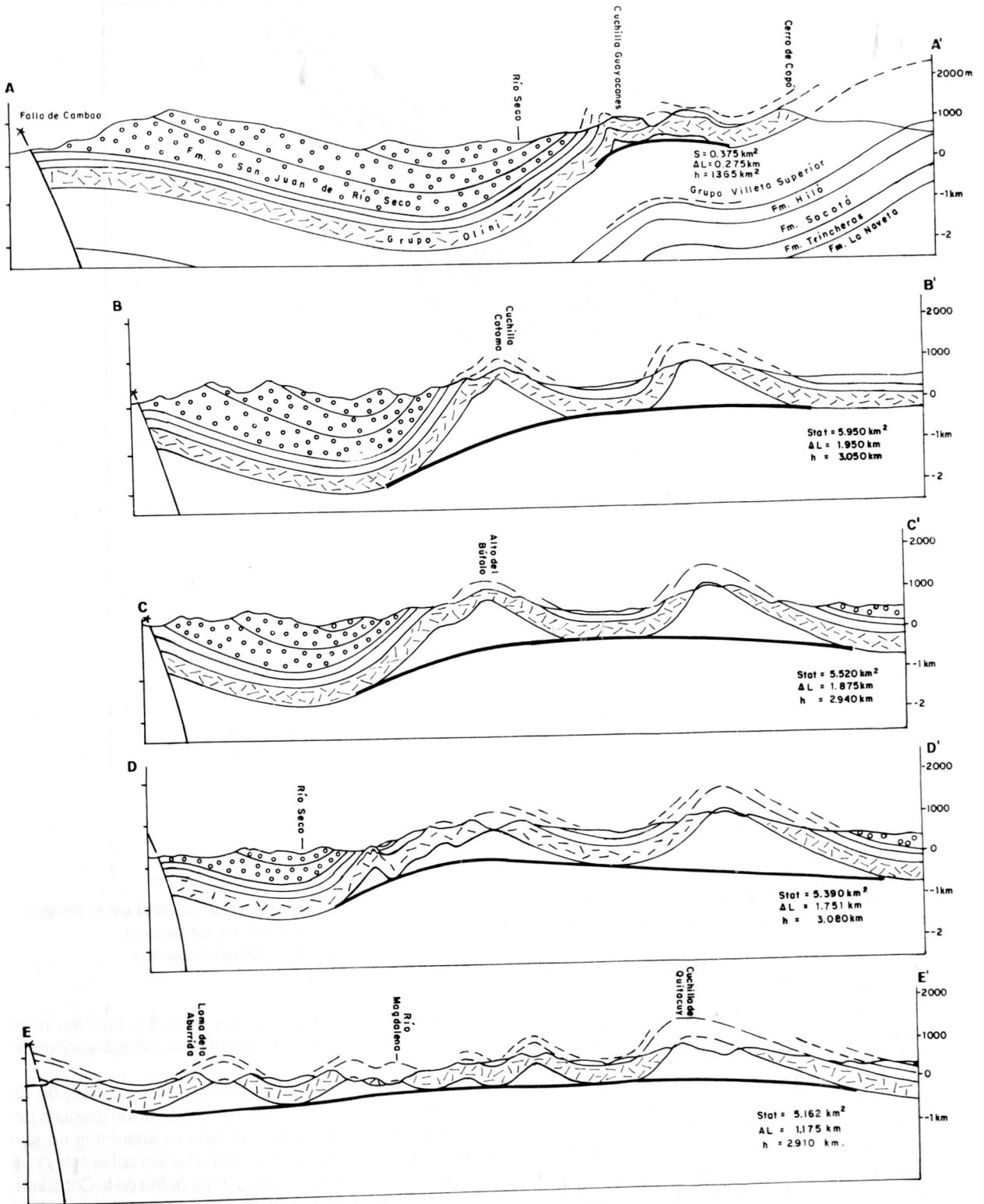


Fig. 3. Perfiles geológicos con líneas tangenciales a la base del Grupo Olini que se utilizaron como referencia para estimar las áreas de exceso en los cálculos de los niveles de despegue. Para cada perfil se indican la sumatoria de las áreas de exceso (Stot), el acortamiento de la base del Grupo Olini (ΔL) y la profundidad de despegue $h = \text{Stot}/\Delta L$.

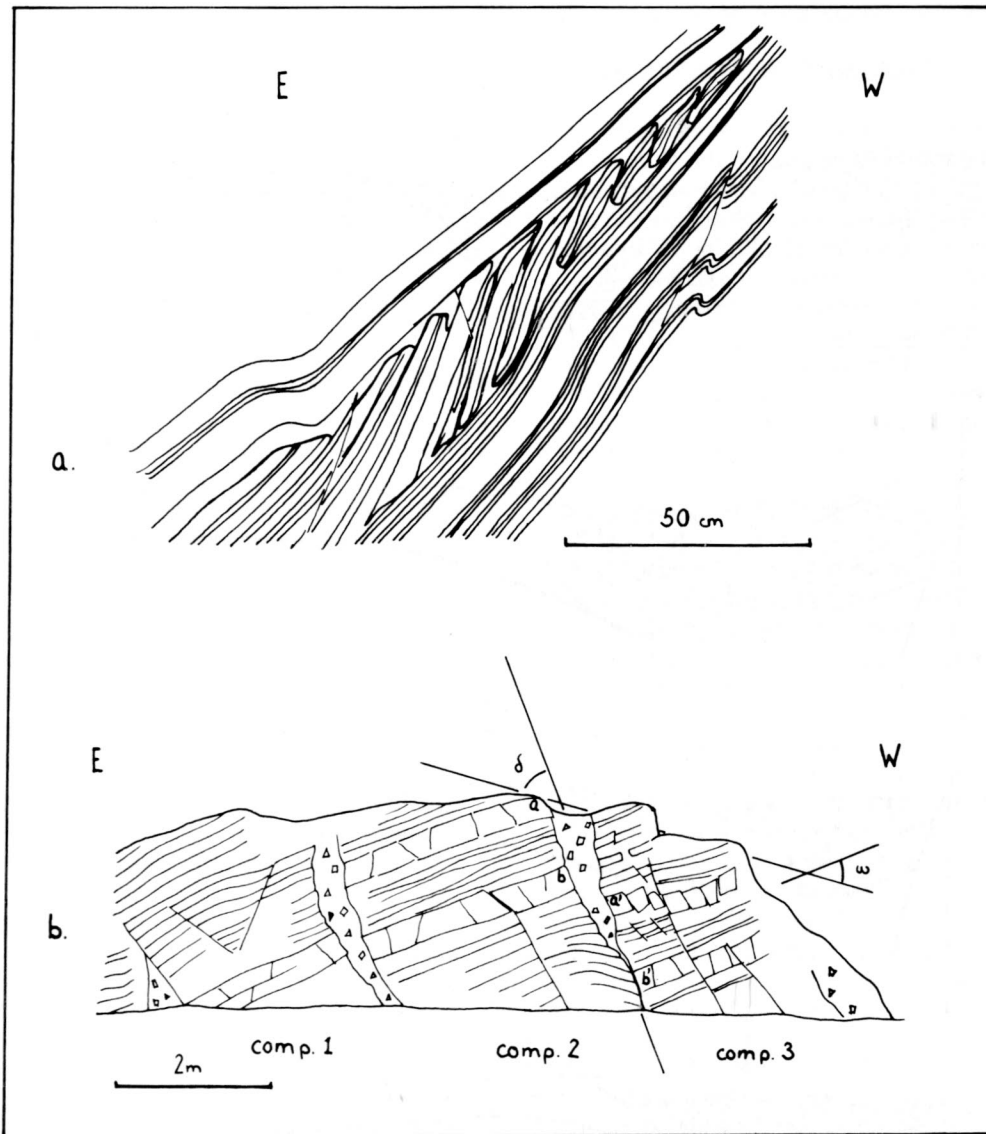


Fig. 4. Deformaciones en las liditas del Grupo Olini. a) Escamación por deslizamiento flexural en el flanco oriental del anticlinal inmediatamente al E de Guataquí; b) Estructuras de extensión aflorando en el carretable a La Mata, Anticlinal de La Limba; los desplazamientos entre las capas a - a' y b - b' suman cada uno 1.6m.

horizonte de movimiento en cuestión corte la secuencia hacia arriba, en la dirección de transporte? ¿Será que la envolvente se ubica en un nivel estratigráfico más bajo?

El segundo tipo de pliegues, al que se aplicaron los cálculos de profundidad, incluye todos los anticlinales de los perfiles B-B' a E-E', Fig. 3. En estos perfiles el trazado de una envolvente a los sinclinales es menos equívoco y los valores medidos apuntan consistentemente hacia profundidades de despegue de 3 km, las cuales equivalen, de acuerdo a los espesores adoptados en el perfil A-A' de la Fig. 3, al espesor de los sedimentos cretáceos comprendidos entre el tope de la Formación La Naveta y la base del Grupo Olini. Desde el punto de vista litológico, este nivel de despegue representa otra vez una solución factible, ya que

el límite de las Formaciones La Naveta y Trincheras se caracteriza por la aparición de mayores intercalaciones de lutita.

En la Fig. 6 se presenta un mapa de contornos de un posible tope del basamento autóctono para los pliegues del segundo tipo. Aún cuando los valores absolutos no son correctos, este mapa da una interpretación coherente de la variación de las estructuras de primer orden de la Cordillera, específicamente de la terminación meridional del sinclinal de Jerusalén y demuestra el alto grado de correlación que existe entre los diferentes perfiles.

Para los pliegues de los Montes Jura los cálculos de profundidad han sido complementados por extrapolaciones geométricas. Los anticlinales mayores se caracterizan allí

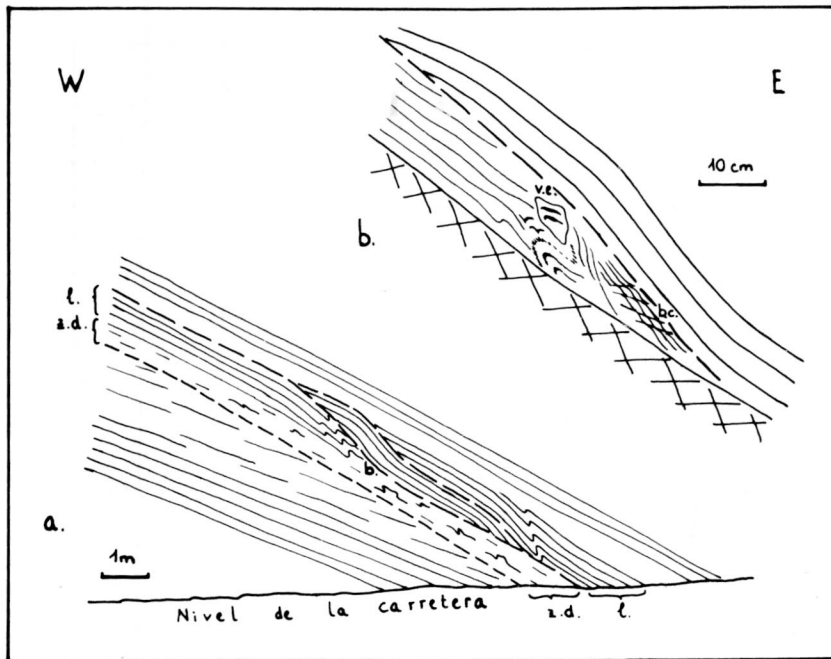


Fig. 5. Estructuras asociadas a un posible horizonte de despegue dentro de la Formación Hiló; carretera principal, 300m al E de la entrada a Apulo. a) Por debajo de un nivel de liditas (l.), afectado por un plegamiento y una leve imbricación, se encuentra una zona de deformación (z.d.) con microplegues asimétricos y un horizonte de movimiento revestido con cuarzo fibroso que termina la zona de deformación en su base. Las fallas son marcadas por trazos discontinuos gruesos. b) Detalle de las deformaciones cerca de una línea de corte de una falla (designada como *b* en la Fig. 5a) que transfiere desplazamiento de la base al techo del nivel de liditas marcado con "l"; v.e.: venas de extensión.

por formas en "cofre", cuyos flancos se aproximan a bandas de "kink" conjugadas. Los estudios detallados mostraron que la intersección de estas bandas coincide bastante bien con los niveles de despegue calculados por áreas de exceso (LAUBSCHER 1976). En pliegues que no exhiben estas posiciones cerradas, como los pliegues abiertos y triangulares de nuestros perfiles, estas estimaciones son poco acertadas; de hecho, cualquier pliegue paralelo reduce su amplitud a zero a una profundidad suficientemente grande (cf. el nivel 3 para los dos anticlinales en la Fig. 8).

5. DISCUSIÓN

Las condiciones límites que conducen a un desarrollo de pliegues de despegue del tipo "Jura" pueden simplificarse a los siguientes aspectos: La presencia de un horizonte basal de un material poco resistente sobre un basamento rígido, como yeso o cualquier material rocoso sobrepresionado (LAUBSCHER 1975; HUBBERT & RUBEY 1959), una columna estratigráfica condensada y compuesta por una alternancia de unidades resistentes y dúctiles y la aplicación de un empuje horizontal desde las partes internas de un orógeno (MUGNER & VIALON 1986). Ninguna de estas condiciones puede suponerse *a priori* para los pliegues de la Barrera de Guataquí. Un escenario plausible sería, más bien, la siguiente situación: levantamiento de las partes internas de la actual Cordillera Oriental, durante el cual se activarían fallas de alto ángulo entre compartimientos de diferentes elevaciones finitas y se formarían las estructuras mayores, llamadas aquí de primer orden; como consecuencia de los relieves estructurales instaurados se desencadenarían subsiguientemente movimientos de masa hacia la depresión interandina y el piedemonte llanero,

dando lugar a nuestros pliegues de segundo orden. De acuerdo con estas ideas, un modelo mecánico para las deformaciones que conducen a la formación de los pliegues de segundo orden, debería involucrar un despegue sobre una pendiente, es decir un movimiento de masas activado por gravedad que se amortiguaría al desaparecer el gradiente estructural o al encontrarse una contrapendiente, como aquella formada por el flanco occidental del Sinclinal de Jerusalén - Guaduas. En estos sitios se producirían las acumulaciones de las masas rocosas movilizadas. Este escenario explicaría el paralelismo entre los pliegues de la Barrera de Guataquí y la Falla de Cambao.

Estas premisas, específicamente la falta de un horizonte de movimiento predestinado por contrastes de competencia sobresalientes y el desencadenamiento de los movimientos de masa por un gradiente estructural, sugieren un modo de emplazamiento por lo que se ha calificado en experimentos análogos como deslizamiento viscoso y, en caso de un colapso adicional inducido por gravedad, por una expansión viscosa (este segundo mecanismo de deformación debería manifestarse por un aplastamiento paralelo a la estratificación: MERLE 1986). En un estado avanzado, estos procesos conducen a mantos de corrimiento que ocupan las posiciones de antepaís dentro de un orógeno.

De lo anteriormente expuesto, concluimos que un despegue restringido a un horizonte particular representa un caso muy especial dentro de un escenario en el cual se anticipan cizallas distribuidas a través de toda una unidad blanda, si no a través de toda la columna sedimentaria. En lo que sigue examinaremos argumentos estructurales que favorecen o descartan un desplazamiento por deslizamiento "rígido" o "viscoso".

Por sus posiciones cerradas, sus plegamientos disarmó-

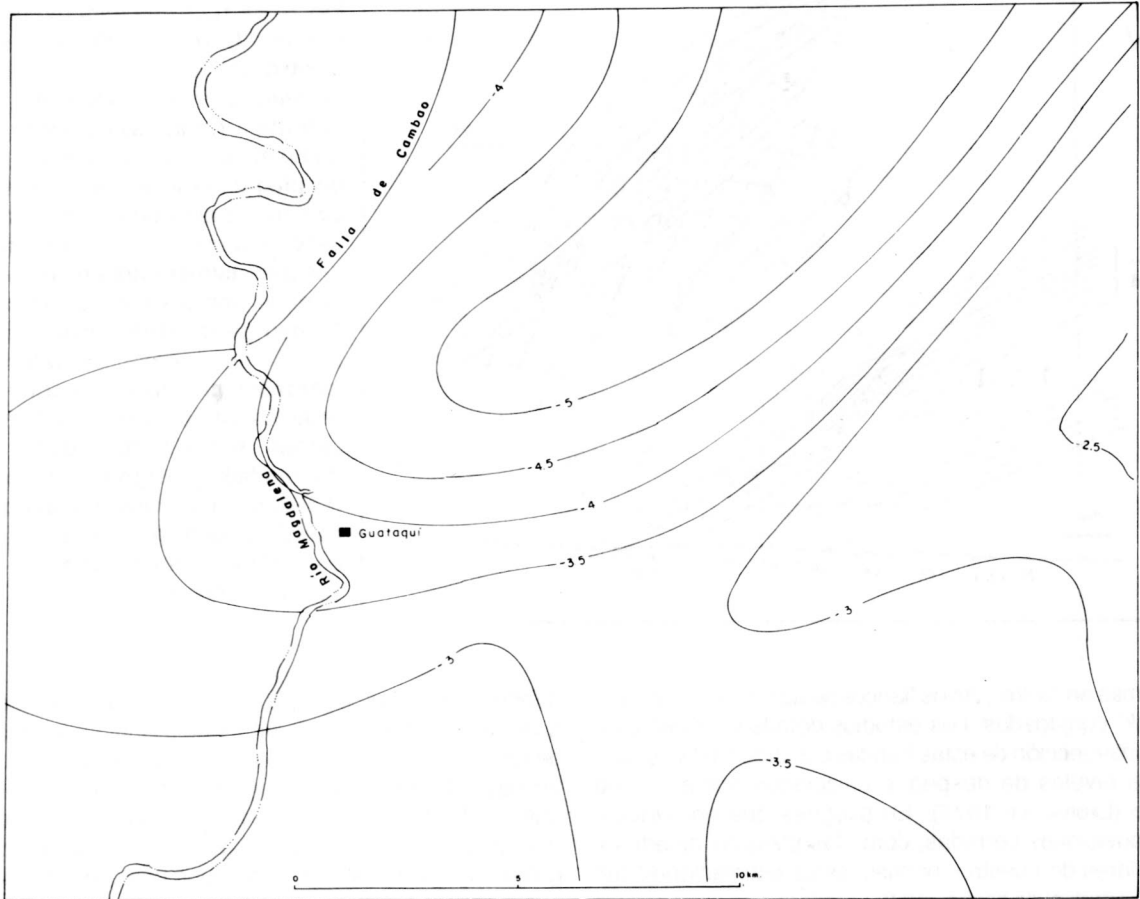


Fig. 6. Mapa de contornos del top del basamento de los pliegues de despegue, de acuerdo a los datos presentados en la Fig. 3. Las profundidades indicadas se refieren a kms por debajo del nivel de mar.

nicos y la presencia de múltiples fallas menores, los pliegues de los Montes Jura presentan estructuras en las cuales una conservación de las longitudes de las diferentes unidades es muy evidente (cf. por ejemplo el perfil de BUXTORF 1916, reproducido en RAMSAY & HUBER 1987, como Fig. 24.4). Sin embargo, en los pliegues abiertos y triangulares de Guataquí, el plegamiento es, por lo menos en las exposiciones superficiales (que por cierto no superan unos cien metros), armónico y desprovisto de fallas; extrapolando estos pliegues a profundidades mayores, un balanceo de las capas por longitud se torna, por lo tanto, problemático. Sin embargo, las deformaciones internas sugieren, dentro de los límites de nuestras observaciones, un acortamiento que aumenta diferencialmente hacia profundidades mayores: en el pliegue angosto de poca amplitud al W de Guataquí, la deformación es netamente compresiva, mientras que en el anticlinal amplio de La Limba, las deformaciones compresivas son moderadas y pasan a extensiones. Proyectando estas dos situaciones a un sólo pliegue, las deformaciones internas de las capas tienden a compensar por lo menos parte de las longitudes desiguales entre arcos exteriores e interiores.

De otra parte, la falta de estructuras menores que ayuden a equilibrar las longitudes de estratos en diferentes niveles estructurales, puede interpretarse como indicio de un transporte diferencial de capas, que incrementaría hacia niveles estructurales superiores, y que sería provocado por una cizalla ampliamente distribuida a través de la columna litológica, en analogía con un deslizamiento viscoso. Esta cizalla debería variar en función de las litologías involucradas en la columna estratigráfica. Para nuestros fines, sin embargo, suponemos cizallas constantes y las combinamos con diferentes niveles de despegue, suponiendo constancia de área entre material transportado (por ejemplo el paralelograma $abc'd'$ de la Fig. 7) y material elevado por encima de un nivel de referencia (área rayada del anticlinal de la Fig. 7). Un punto de partida para estas extrapolaciones es el acortamiento $\Delta L = l_0 - l'$, medido en la superficie (distancia $a-b$, Fig. 7). El efecto de incluir una cizalla es bajar el nivel de despegue con respecto al caso sin cizalla (o de deslizamiento rígido), como lo demuestra la altura ac' del paralelograma $abc'd'$ (Fig. 7). Dado que el acortamiento es una constante y que el área del material transportado tiene

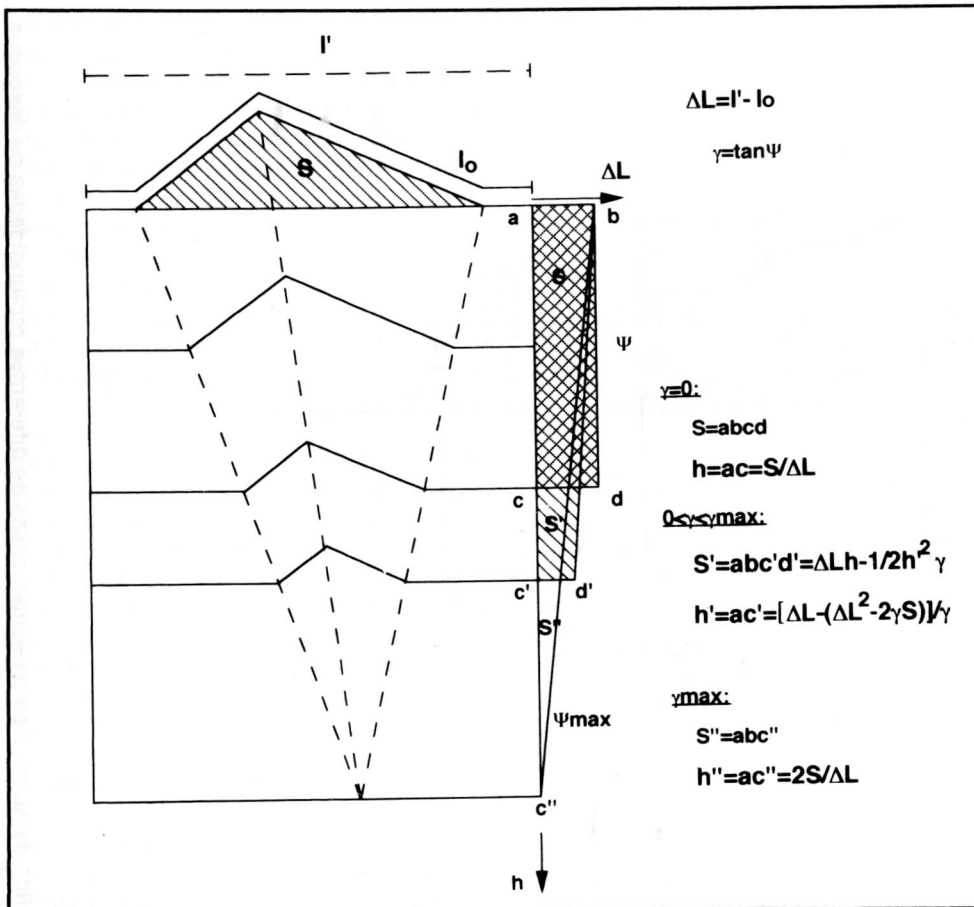


Fig. 7. Modelo geométrico que relaciona profundidades de despegue (h) a valores de cizalla (γ).

que igualar al área de material levantado, existe una cizalla máxima $\gamma = \Delta L/h$ para la cual la profundidad de amortiguamiento (distancia ac'' en la Fig. 7) es el doble de la profundidad de despegue del caso sin cizalla (distancia ac , Fig. 7).

Con esta perspectiva, la diferencia entre el nivel del horizonte de movimiento observado en la Formación Hiló y la profundidad de despegue calculada para el área de exceso de los pliegues de la Cuchilla Guayacanes (perfil A-A', Fig. 3), podría explicarse por la presencia de otros horizontes de movimiento que afectarían las lutitas comprendidas entre la Formación Hiló y el Grupo Olini. Sin embargo, hay que recordar que para calcular una cizalla representativa en una unidad litológica, además de conocer el número de horizontes de movimiento, es necesario poder estimar los desplazamientos en cada horizonte, una tarea que muchas veces resulta imposible ante la falta de marcadores planares y oblicuos a la estratificación.

Entre los cuatro parámetros utilizados para el cálculo de profundidades (ΔL , S , h , γ), existen dos variables desconocidas (h , γ), la más incierta (y problemática) siendo la cizalla promediada a través de toda una columna litológica, y que en este punto, solamente podría estimarse postulando un probable nivel de despegue. Un método que permite examinar la consistencia de un perfil con respecto al modelo

expuesto, consiste en la construcción de un gráfico de acortamiento con respecto a varios niveles estructurales, cuyos valores se obtienen removiendo los pliegues de segundo orden. En el procedimiento propuesto, se desplaza una línea de referencia que es perpendicular al nivel de referencia en el estado deformado, a una posición inicial inclinada, aplicando una deformación inversa. Cabe anotar que MITRA & NAMSON (1989), en una argumentación parecida, proponen un perfil de acortamiento para el estado deformado, de manera que se restaura una línea de referencia recta y perpendicular a las capas, al desplegar un pliegue.

Un ejemplo de un gráfico de acortamiento se presenta para el perfil B-B' en la Fig. 8. En este caso la línea resultante muestra un ángulo de cizalla incompatible, es decir un ángulo que supera el valor máximo para el cual todavía hay conservación de área. Para que la línea de acortamiento sea interpretable, hay que incluir al modelo de la Fig. 7 un quinto parámetro que considera un acortamiento diferencial de las capas y que actúa como factor de corrección frente al gráfico del acortamiento "aparente". Suponiendo, por ejemplo, una profundidad de despegue h_2 para el perfil B-B' (Fig. 8), este factor de corrección debería desplazar la línea del acortamiento "aparente" hasta la línea para la cual

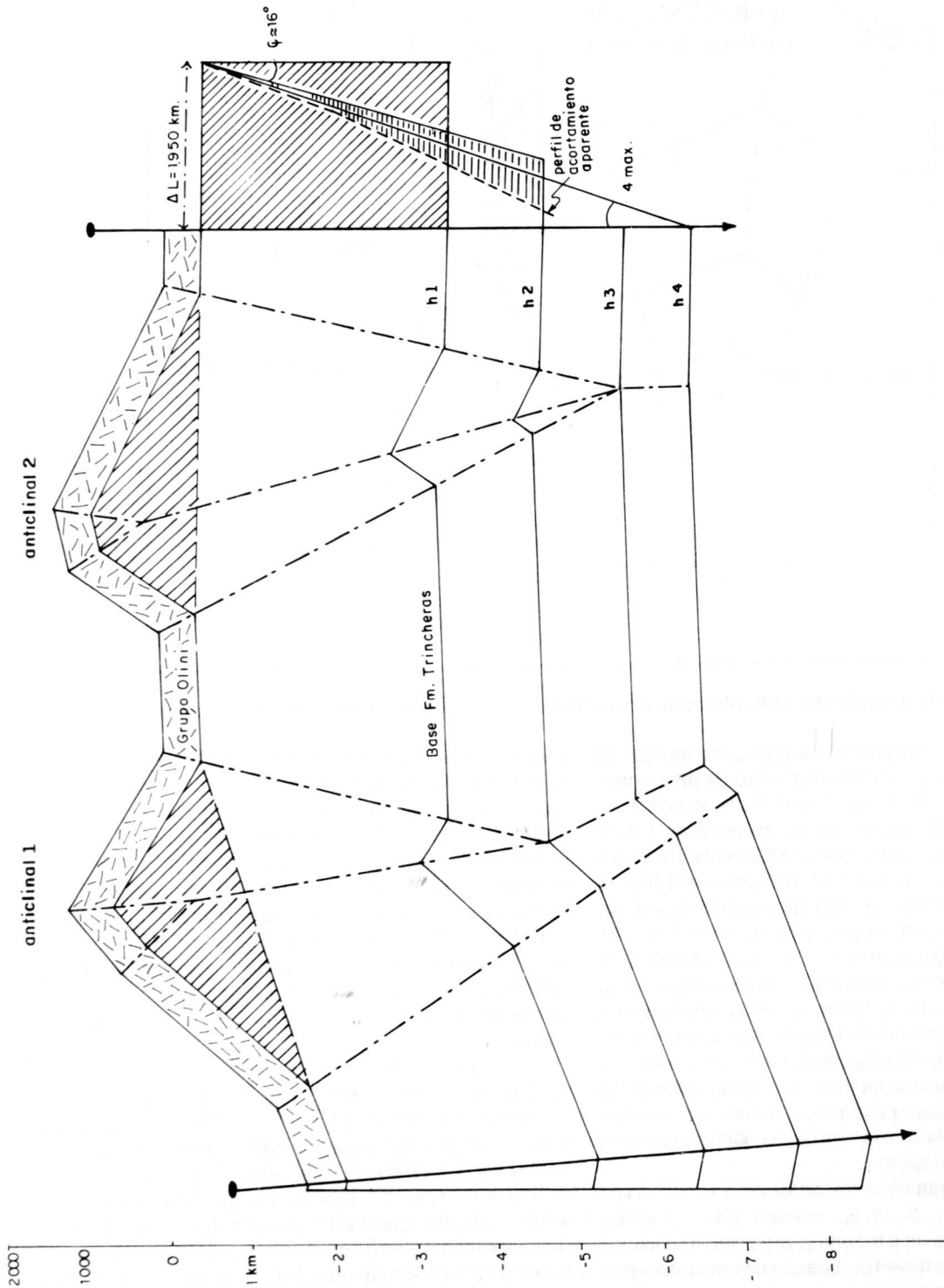


Fig. 8. Perfil B-B' de la Fig. 3, redibujado como plegue angular. En el gráfico de ΔL vs. h se presentan casos de diferentes profundidades de despegue para una misma área de exceso. La línea discontinua representa un perfil de acortamiento para varios niveles de la sección. El área con líneas horizontales indica la cantidad de deformación interna que corregiría la cizalla aparente del perfil de acortamiento, postulando una profundidad de despegue h_2 ; h_1 : nivel de despegue sin cizalla; h_2 : nivel de despegue combinado con una cizalla, en el cual se acusa el anticlinal 2; $\gamma = 16^\circ$; h_3 : nivel sin pliegues secundarios; h_4 : profundidad para la cual el transporte de material se hace exclusivamente por una cizalla constante (solución irreal, ya que h_4 se ubica por debajo de los niveles plegados).

$\Psi=16^\circ$, para que haya realmente una conservación de área de los materiales transportados y levantados.

Entonces, tanto las observaciones como las deliberaciones teóricas conducen a conclusiones compatibles, que son: a) los acortamientos diferenciales aumentan hacia niveles estructurales bajos; y b) los deslizamientos están repartidos entre varios horizontes de movimiento e inducen, a nivel regional, una cizalla, que, claro está, debería variar conforme a las litologías. Como se ilustra en el ejemplo de la Fig. 8, estos dos factores se contraponen en sus efectos: mientras que la presencia de una cizalla, que aumenta diferencialmente hacia niveles superiores, contribuye a aumentar la profundidad de despegue, ocurre lo contrario con un acortamiento, que se incrementa hacia mayores profundidades. Sin embargo, el efecto neto de este modelamiento ampliado es aumentar las profundidades de despegue con respecto al método de base, que descarta deformaciones diferenciales. No obstante, para especificar los efectos del modelo ampliado en los perfiles cartografiados, se necesita tener acceso a información de subsuelo. De otra parte, se necesitan estudios complementarios de pliegues menores, pero de un ambiente tectónico parecido, para cuantificar las deformaciones en diferentes niveles estructurales y para poder establecer así perfiles de acortamiento verdaderos.

6. CONCLUSIONES

La formación de los pliegues de la Barrera de Guataquí se visualiza en el presente trabajo como resultado de un deslizamiento gravitatorio de la cobertera cretácea durante el levantamiento de la Cordillera Oriental. Estos pliegues se superponen a una estructura anterior y de mayor orden, el Sinclinal de Jerusalén - Guaduas. Los cálculos de profundidad por el método básico de CHAMBERLIN (1910) apuntan hacia niveles bajos de despegue, que se ubicarían en los estratos basales de la columna cretácea. Sin embargo, tanto las observaciones de las deformaciones como el análisis de los perfiles por medio de gráficos de acortamiento vs. profundidad sugieren modificar el método citado, incluyendo la posibilidad de una cizalla distribuida a través de las unidades desplazadas y considerando deformaciones diferenciales, que aumentan hacia profundidades mayores, de acuerdo a las observaciones de campo. Con estas modificaciones, los niveles de despegue calculados por medio del método básico representan profundidades mínimas.

AGRADECIMIENTOS

Al Doctor Guillermo Ujueta, quien puso a nuestra disposición la fotointerpretación del área de trabajo, la cual nos fue de gran ayuda para la interpretación del área al sur de Guataquí. Los diagramas estereográficos se procesaron por medio del programa STERIONET de R. W. ALLMENDINGER (1988, 1995).

REFERENCIAS CITADAS

- BÜRGL, H. (1955): El Anticlinal de Apulo.- Boletín Geológico 3(2), 2-22, Bogotá.
- CHAMBERLIN, R. T. (1910): The Appalachian folds of central Pennsylvania.- Journal of Geology 18, 228-251.
- EPARD, J.-L. & GROSHONG, R. H. (1993): Excess area and depth to detachment.- The American Association of Petroleum Geologists Bulletin 77/8, 1291-1302.
- GEISER, P. A. (1988): Mechanisms of thrust propagation: some examples and implications for the analysis of overthrust terranes.- Journal of Structural Geology 10/8, 829-845.
- HOSSACK, J. R. (1979): The use of balanced cross-sections in the calculation of orogenic contraction: A review.- Journal of the Geological Society of London 136, 705-711.
- HUBBERT, M. K. & RUBEY, W. W. (1959): Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. I. Mechanics of fluid filled - porous solids and its application to overthrust faulting.- Geological Society of America Bulletin 70, 115-166.
- KASSEM, T. & ARANGO, J. L. (1974): Mapa geológico generalizado del Departamento del Tolima.- Ingeominas, Bogotá.
- LAUBSCHER, H. (1975): Viscous components in Jura folding.- Tectonophysics 27, 239-254.
- _____ (1977): Fold development in the Jura.- Tectonophysics 37, 337-362.
- MERLE, O. (1984): Déplacement et déformation des nappes superficielles.- Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique 25/1, 3-17.
- _____ (1986): Patterns of stretch trajectories and strain rates within spreading - gliding nappes.- Tectonophysics 124, 211-222.
- MITRA, S. & NAMSON, J. (1989): Equal - area balancing.- American Journal of Science 289, 563-599.
- MUGNIER, J. L. & VIALON, P. (1986): Deformation and displacement of the Jura cover on its basement.- Journal of Structural Geology 8, 373-387.
- RAMSAY, G. J. & HUBER, M. (1987): The techniques of structural geology, volume 2: folds and fractures.- Academic Press, London, 309-700.
- ULLOA, C. (1988): Guía de excursión, Bogotá - Honda.- Geología Colombiana 16, 118-136.
- WERNICKE, B. & BURCHFIELD, B. C. (1982): Modes of extensional tectonics.- Journal of Structural Geology 4, 105-115.
- Este trabajo es un aporte al Proyecto "Estilos Estructurales de la Cordillera Oriental", auspiciado por el CINDEC (Cód. 803159), Universidad Nacional, Bogotá.*

Manuscrito recibido, febrero de 1995