



Los Pliegues del Sinclinal de Tunja. Análisis Estructural y Modelamiento Geométrico.

ANDREAS KAMMER

Departamento de Geociencias, Universidad Nacional de Colombia, Apartado Aéreo 14490, Santafé de Bogotá.

KAMMER, A. (1997): Los Pliegues del Sinclinal de Tunja. Análisis Estructural y Modelamiento Geométrico.- GEOLOGIA COLOMBIANA, 22, pgs. 3-25, 15 Figs., 1 Tabla, Santafé de Bogotá.

Resumen: El Sinclinal de Tunja se encuentra en la terminación septentrional del Altiplano de la Cordillera Oriental, una provincia fisiográfica característica de la parte central de la Cordillera Oriental, que se extiende entre las ciudades de Bogotá y Tunja. Con los anticlinales colindantes de Arcabuco y de Toca define estructuras de primer orden, que se caracterizan por longitudes de unos cien km y por vergencias hacia el este. A estas estructuras se superponen trenes de pliegue con continuidades de unas decenas de km que evidencian una cierta independencia de las estructuras anteriores a través de sus vergencias que se oponen a las pendientes estructurales de los pliegues de primer orden. Por adquirir amplitudes mayores por encima de pendientes estructurales pronunciadas, se podría asumir para su origen un deslizamiento por gravedad. Las deformaciones internas de las unidades, sin embargo, no apoyan inequívocamente un mecanismo de plegamiento por despegue, ya que capas de niveles estructurales altos carecen de deformaciones internas o están afectadas hasta por extensiones y experimentan, hacia pisos estructurales basales, deformaciones compresivas sucesivamente más intensas. Estas relaciones favorecen un modelo, en el cual el plegamiento del piso estructural alto se produce a partir de la deformación compresiva homogénea del piso estructural bajo. Una extrapolación lineal de los pliegues entre capas superficiales con una amplitud máxima y capas no plegadas por encima de un supuesto horizonte de despegue implica deformaciones longitudinales, que se comparan con las deformaciones realmente observadas. Un plegamiento de tercer orden se localiza solamente en capas erosionadas a través de bóvedas anticlinales y se presenta en forma de cascadas o colapsos rotacionales. Su origen se debe a un colapso gravitatorio durante un último estado de plegamiento, durante el cual el nivel de erosión adquirió un nivel cercano a la topografía actual.

Palabras claves: Cordillera Oriental, Sinclinal de Tunja, Análisis Estructural, Colombia.

Abstract: The Tunja syncline is located at the northern termination of the Altiplano of the Eastern Cordillera, which constitutes a distinct physiographic province in the central part of the Eastern Cordillera between the cities of Bogotá and Tunja. Together with its bordering basement cored anticlines, the Arcabuco and Toca anticline, it belongs to the Cordillera's first-order structures which are characterized by longitudinal continuities of several hundred kms and display, as a further outstanding feature, an eastern vergence. Superposed on this large scale disposition, trains of second-order folds with lengths of 100 km or less form the next important orographic features. Some structural independence from the basement-cored structures is documented by their vergences which, at least in the Tunja syncline, consistently oppose the first-order dip directions. The fact that they attain higher amplitudes above the steeply inclined segments of the western flank of the Tunja syncline, suggests an origin by gravity sliding. Yet the observed strain pattern does not unambiguously support a model of simple detachment folds, as a neutral or even extensive regime at a higher structural level gives way to increasingly compressive deformations at low structural levels. These relations argue for a model in which amplification of the folding occurs at the cost of a homogeneous shortening near the basement-cover contact. A linear geometric extrapolation between observed surficial folds and a supposedly unfolded basement-cover interface predicts a strain pattern, which is in good agreement with the observed deformations. A third-order, small scale folding affects only strata which have been eroded across anticlinal crests. These structures present themselves as flaps or cascade folds with vergences according to the dip direction of the higher order folds. For their origin a gravitational collapse during a latest stage of the folding process may be advocated.

Key words: Eastern Cordillera, Tunja Syncline, Structural Analysis, Colombia.

1. INTRODUCCION

Los pliegues de una tectónica de escamación delgada suelen clasificarse en tres modelos básicos, que son: pliegues por flexión de falla, pliegues por propagación de falla y pliegues por despegue (JAMISON 1987). Una razón para la popularidad de los dos primeros modelos radica en gran parte en su cinemática de un fácil manejo, en la cual un estado final se compara directamente con estados intermedios de una evolución continua, una vez que se ha fijado el ángulo de una rampa de falla. Aunque dichos modelos representan una herramienta importante en el análisis geométrico de secciones geológicas, son escasas las observaciones reales que confirmarían la universalidad de estos modelos. En su revisión de estructuras "duplex", que se derivan esencialmente del modelo de un pliegue por flexión de falla, TANNER (1992) compiló apenas 10 ejemplos naturales documentados en detalle. Desviaciones de los modelos estereotipo son probablemente frecuentes y se deben a variaciones de las condiciones límites postuladas en la formulación del modelo básico. Así, RAMSAY (1992) cuestiona la validez de la polaridad de un pliegue por flexión de falla, ya que imbricaciones de capas competentes se producen también sin el requisito de un basamento rígido subyacente y aduce argumentos reológicos en contra de un modelamiento por pliegues paralelos. A pesar de estas objeciones resulta, sin embargo, cómodo mantener esta "ficción conveniente" (DAHLSTROM 1970, refiriéndose a los pliegues por flexión de falla), por la facilidad con la cual estos modelos permiten oponer conceptos geométricos y suministrar una orientación rápida en la solución de problemas geométricos, que se presentan en la construcción de secciones estructurales.

En la Fig. 1 se esbozan los tres modelos para un desplazamiento constante y una inclinación de 20° para el flanco interno. La geometría superficial ayuda poco a discriminar entre los tres modelos (más aún, considerando la modificación del modelo del pliegue por flexión de falla en su modo II; SUPPE 1985), y para su identificación se debería recurrir a datos suplementarios que establezcan las relaciones geométricas entre falla y pliegue, o buscar criterios que caractericen deformaciones diagnósticas para cada caso. Estas últimas consideraciones ayudan a diferenciar particularmente entre los primeros dos modelos y los pliegues por despegue, ya que en los dos primeros la geometría se determina por la inclinación de la falla subyacente y durante su crecimiento se aumentan, o bien su longitud, o bien su amplitud, sin alterarse las inclinaciones de sus flancos. Este crecimiento "auto-similar" presupone, sin embargo, una alta movilidad de los planos axiales: Para el primer caso el plano *a* es el único en mantener una posición fija con respecto al material transportado, mientras que en el segundo caso solamente los planos axiales *b* y *b-*

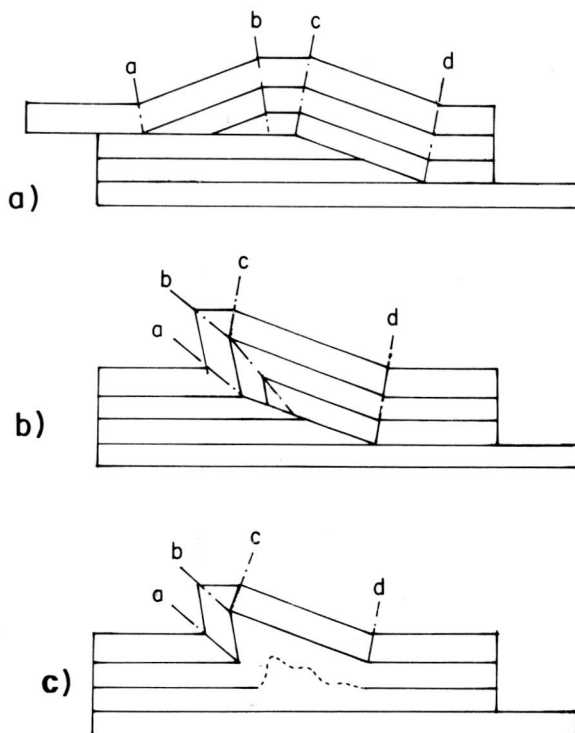


Fig.1. Los tres pliegues conceptuales de una tectónica de escamación delgada. En cada modelo se asumió un mismo desplazamiento y un ángulo de 20° para el flanco interno del pliegue. - a) Pliegue por flexión de falla; b) Pliegue por propagación de falla; c) Pliegue por despegue.

c cumplen con dicha condición.

Los pliegues de despegue, al contrario, no están restringidos por ninguna geometría de subsuelo y están sujetos a plegamiento según sus características materiales, al someterse a una compresión lateral. En las unidades competentes se pueden anticipar longitudes de onda características que, con una matriz incompetente suficientemente potente, serán proporcionales al espesor de un estrato competente (RAMSAY 1967, capítulo 7-6; MITCHELL & WOODWARD 1988). En este plegamiento de tipo "buckling", cada columna litológica condiciona entonces un propio estilo estructural.

Por esta complejidad, la mayoría de los modelos geométricos se basan en el análisis de un modelo de dos medios, entre los cuales el medio dúctil forma el núcleo del pliegue, adaptándose al segundo medio competente en su techo y a un nivel de despegue plano en su base (Fig. 1c; JAMISON 1987; HOMZA & WALLACE 1995; POBLET & McCLEY 1996). En estos modelos se pueden enfrentar dos casos límites: 1) El primer modelo se apoya en el proceso de tipo "buckling", asumiéndose una longitud de onda constante desde el inicio del desarrollo de una estabilidad. El acortamiento se consume por la rotación de los flancos

hacia orientaciones más inclinadas y los planos axiales mantienen esencialmente una posición fija, no considerando ajustes menores que ayuden a conservar espesores constantes (modelo 2 de POBLET & McCCLAY 1996). 2) El segundo caso se guía por un crecimiento "auto-similar", tal como lo presenta el modelo de un pliegue por propagación de falla. Aquí las bandas de "kink" nuclean como estructuras de una longitud de onda pequeña; la amplificación del pliegue se hace por la migración de los planos axiales hacia afuera y un ensanchamiento concomitante de las bandas de "kink" (modelo 1 de POBLET & McCCLAY 1996).

Una observación importante se refiere al hecho de que en ninguno de los dos modelos mencionados se cumple la relación de CHAMBERLIN (1910), según la cual el área transportada a lo largo de un nivel de despegue equivale al área levantada por encima de un nivel de referencia regional. En el primer caso, el contraste en competencia es suficientemente fuerte, para que el plegamiento de la capa competente se imponga también a los alrededores del anticlinal, condicionando un flujo de material desde los sinclinales adyacentes hacia el anticlinal (estados iniciales) o al revés (estados avanzados de acortamiento; WILTSCHKO & CHAPPLE 1977; HOMZA & WALLACE 1995; POBLET & McCCLAY 1996). Esto implica que un nivel de referencia mantiene una altura variable con respecto al nivel de despegue y que las profundidades calculadas por el método de CHAMBERLIN (1910) se desvían de las profundidades reales.

Con respecto a los tres modelos básicos, los pliegues del flanco occidental del Sinclinal de Tunja se ajustan, con sus formas variables y por la ausencia de fallas en sus flancos inclinados, más que todo al modelo de pliegues por despegue. Se desvían, sin embargo, en un punto importante del modelo de dos capas, al involucrar una alternancia de unidades (=formaciones) competentes e incompetentes. Pero en contraposición con los pliegues de los montes Jura, en donde una alternancia de unidades variablemente competentes da lugar a un plegamiento disarmónico, una relación parecida no se observa en el flanco occidental del Sinclinal de Tunja. Parece, al contrario, que los pliegues asumen formas más complicadas en pisos estructurales altos (Fig.4). Esta relación, ¿tendrá que ver con deformaciones internas de las capas?

Este trabajo pretende dar a conocer un primer inventario de los pliegues y deformaciones que se asocian a ellos, en un área al E de Villa de Leyva e identificar posibles mecanismos de deformación para el desarrollo de estas estructuras, considerando también un contexto estructural regional. En un trabajo posterior se prevé analizar las deformaciones más sistemáticamente.

2. COMPILACION DE UN MAPA BASE

Para el presente estudio se compiló un mapa base a

partir de la revisión de los mapas geológicos 1:100.000 del INGEOMINAS (planchas 171,190 y 191) y de cartografías geológicas de ETAYO SERNA (1968) y de BALAGUERA & VILLALOBOS (1979). Dichos estudios se complementaron con evaluaciones fotogeológicas y una cartografía local de un sector comprendido entre Villa de Leiva y Cucaita. De gran ayuda fue el levantamiento detallado de AGUILERA & LÓPEZ (1995) a lo largo de la carretera Sáchica - Puente Sámaca por su riqueza de datos y observaciones.

La Tabla 1 da una compilación de los nombres y espesores de las formaciones del área. Los espesores representan estimativos de mejor ajuste que se efectuaron independientemente para cada sección estructural de la Fig.4. Bajo el término de Formación Arcabuco se agrupan diferentes unidades arenosas de edad indefinida, que incluyen en su tope un probable cretácico basal. Esta formación representa el basamento mecánico de la región. Los cambios faciales de las unidades cretácicas siguientes han dado origen a tres diferentes nomenclaturas estratigráficas: Una primera para el flanco occidental del Sinclinal de Tunja de las planchas 191 y 171, una segunda para la misma posición estructural de la plancha 190 y, finalmente, una tercera para el flanco oriental del Sinclinal de Tunja (Tabla 1). Se encontró una inconsistencia en la designación de una unidad que atraviesa el límite de las planchas 190 y 191: por debajo de la Formación San Rafael una sucesión de areniscas variablemente calcáreas se agrupó como Formación Churuvita en la plancha 191. En la plancha 190 esta misma unidad morfo-estructural, la más competente desde el tope del basamento mecánico, se cartografió como Formación Simijaca y como Formación Churuvita se designa una unidad litológica infrayacente con pocas características resaltantes en el terreno. En nuestra recopilación paralelizamos la Formación Churuvita de la plancha 191 con la Formación Simijaca de la plancha 190.

Las modificaciones cartográficas del flanco occidental del Sinclinal de Tunja se limitan a unos ajustes de contactos litológicos y a una correlación regional de los ejes de pliegue.

En el SE del área de estudio los mapas del INGEOMINAS y de BALAGUERA & VILLALOBOS (1979) muestran poca consistencia entre sí, y basándonos en la experiencia del flanco occidental del Sinclinal de Tunja, optamos por adelantar una interpretación cartográfica que evita fallas. En esta nueva interpretación se respetaron los datos estructurales, pero se proponen unas reasignaciones litológicas, entre las cuales se destaca la reinterpretación de una unidad arenosa al W del Sinclinal de la Q. Carbonera (Fig. 2), que según la plancha 191 hace parte de la Formación Bogotá. Al asignar esta arenisca a la Formación Arenisca Tierna, es posible continuar el Anticlinal de Boyacá hacia el N. De igual manera se proponen unos cambios que respetan los rasgos morfo-estructurales para continuar el Sinclinal

TABLA 1
 COMPILACION DE ESPESORES QUE SE UTILIZARON EN LA CONSTRUCCION DE LOS PERFILES

EPOCA	FORMACIONES (Ulloa & Rodríguez 1991)	PERFIL A-A' (m)	FORMACIONES (Etayo 1968)	PERFIL B-B' W	PERFIL C-C' (m)	PERFIL D-D' (m)	FORMACIONES	PERFIL B-B' E
Eoceno	Cacho		Cacho	100			Cacho	100
	Guaduas	325	Guaduas	500	550-750	450	Guaduas	600
Ks	Arenisca Tierra	125-150	Arenisca Tierra	350	250	250	Arenisca Tierra	100
	Los Pinos	350	Los Pinos				Los Pinos	125
	Plaeners		Plaeners	125			Plaeners	110
	Conejo	500	Conejo	1300	1250	625	Arenisca Dura	275
	La Frontera		San Rafael				Chipaque	675
Ki	Churuvita/Simlajaca	625	Churuvita (383)	425	520	225	Une	625
	Simití y Chiquinquirá	1150	San Gil Superior (620)	330	320	300		
	Tablazo	400	San Gil Inferior (320)	760	420	225		
	Paja	> 900	Paja (900)	1050	950	750	Tibasosa	600 - 900
				Ritoque (70)		250		
Ki - Pz ?			Arcabuco		> 1000			

de la Q. Carbonera hacia el S (Fig.2). Estos cambios fueron analizados en secciones seriadas, las cuales evidencian un estilo de plegamiento abierto. Con la ayuda de las fotografías aéreas es además posible correlacionar cambios morfológicos a través de las estructuras, como se indica por ejemplo por medio de la línea punteada (¿base de la Formación Arenisca Dura?) alrededor de la población de Boyacá que se encuentra en el núcleo del anticlinal del mismo nombre (Fig. 2). Problemas de espacio no justifican ni aquí, ni en otros lugares la presencia de fallas. Se prevén controles de campo para comprobar la validez de estas reinterpretaciones.

3. ANALISIS DE LOS PLIEGUES

En este capítulo postulamos la existencia de tres categorías u órdenes de pliegues, cada uno caracterizado por una amplitud, una continuidad longitudinal, una vergencia y un estilo estructural especial. Es claro que esta subdivisión encamina las siguientes consideraciones hacia una interpretación muy particular. Opinamos, sin embargo, que sin esta diferenciación la interpretación estructural del área se enfrenta con contradicciones insolubles.

3.1. Pliegues de primer orden: tectónica de basamento

Las estructuras de esta categoría definen la arquitectura general del Sinclinal de Tunja y de sus altos colindantes que son el Anticlinal de Arcabuco al NW y el Alto de Toca al SW. Esta última estructura se ubica en la continuación suroccidental del Macizo de Floresta. A continuación delineamos algunos rasgos estructurales de estos altos.

El Anticlinal de Arcabuco representa, con su flanco oriental más inclinado, un antiforme asimétrico que en el área revisada no está afectado por ninguna falla mayor. Más al N y al W de Sotaquirá, sin embargo, se individualiza en el flanco oriental la Falla de Boyacá, que refuerza con su presencia la asimetría estructural y que a través del Sinclinal de Los Medios en el bloque colgante y la inclinación de las unidades del bloque yacente hacia el anticlinal exhibe la signatura de una falla inversa de alto a mediano ángulo. Más al N, el Anticlinal de Arcabuco da lugar al Macizo Onzaga - Mogotes, una de las principales elevaciones estructurales de la Cordillera Oriental. Esta estructura muestra entre sus terminaciones periclinales en la región de estudio y al S de

Piedecuesta una forma arqueada que caracteriza en general este segmento de la Cordillera Oriental. La longitud de esta estructura mide casi 200 km. La Fig. 2 ilustra el curso casi rectilíneo de su bisagra que solamente al N inicia algo de su curvatura, de acuerdo al patrón mencionado. Los pliegues de segundo orden muestran, en contraste, bisagras menos regulares y se amoldan, cerca de Villa de Leiva, a la terminación periclinal del Anticlinal de Arcabuco (Fig.2).

En el área de estudio y más al N, el Anticlinal de Arcabuco está segmentado por fallas normales transversales que afectan este macizo en intervalos de 4 a 5 km. Dentro del área cubierta por la Fig. 2, estos accidentes transversales bajan consistentemente los compartimientos septentrionales; más al N estas relaciones pueden invertirse. Estos desplazamientos se evidencian inequívocamente al contornear las pendientes estructurales. De acuerdo a esta compartimentación varían los valores de cabeceo del eje anticlinal (cf. Fig. 2). El cabeceo más pronunciado alcanza un valor de 15° y se exhibe en el bloque levantado del Cerro San Marcos. Hacia el N y hacia el S los cabeceos mantienen valores de alrededor de 5°.

El Alto de Toca muestra una asimetría aún más marcada con su flanco occidental poco inclinado y su flanco oriental afectado por la Falla de Soapaga, cuyo desplazamiento supera en la sección B-B' (Fig. 4) un valor de 6 km. Por su morfología y amplitud esta estructura se compara con un monoclinal de un bloque de antepaís de las Montañas Rocosas (STEARNS 1978). Al W del área de estudio, el Alto de Toca no muestra ningún cabeceo. Una terminación periclinal de esta estructura se da, sin embargo, a 20 km al S de la sección B-B', al E de Tibaná.

El Sinclinal de Tunja constituye desde un punto de vista morfológico la terminación septentrional del Altiplano Cundi-Boyacense. Define una depresión de primer orden a la mitad de distancia de sus altos limitantes, es decir a 17-19 km al E del Anticlinal de Arcabuco y a 17-19 km al W del Alto de Toca. Presenta la forma de una cubeta o depresión longitudinal, cuyo punto más bajo se encuentra a unos 10 km al N de Tunja (Fig. 2). Disminuye notoriamente en amplitud hacia el S y presenta así un comportamiento en espejo con la terminación periclinal del Anticlinal de Arcabuco.

3.2. Pliegues de segundo orden: pliegues regionales ligados a los flancos del Sinclinal de Tunja

En este capítulo analizamos en una primera parte los pliegues de segundo orden, tal como se presentan en el mapa. Una segunda parte se restringirá al análisis de deformaciones en un sector comprendido entre Cucaita y Villa de Leiva.

3.2.1. Expresión morfo-estructural en vista de planta

Aparte de sus amplitudes menores estos pliegues presentan unas características muy particulares que justifican su tratamiento como categoría independiente. En su vista del mapa se destacan los siguientes rasgos: trazos irregulares y cabeceos moderados o inexistentes de las bisagras y vergencias.

Comparado con los cabeceos marcados del Anticlinal de Arcabuco, especialmente al S de la Falla del Cerro San Marcos, la continuidad de los pliegues en consideración indica cabeceos prácticamente inexistentes. Estas relaciones se confirman en las compilaciones de datos estructurales entre Villa de Leiva y Cucaita (Fig. 3). A pesar de estos cabeceos moderados y hasta inexistentes, se pueden diferenciar unas tendencias regionales a partir de las intersecciones de los límites geológicos con la topografía (Fig.2): En el flanco oriental del Anticlinal de Arcabuco los ejes cabecean conforme a dicha estructura hasta alcanzar una depresión longitudinal en el propio límite del área de estudio (Anticlinal de Cucaita, Sinclinal de Albarracín) o más al S (Sinclinal de Gachaneca). En el Anticlinal de Motavita, sin embargo, el cabeceo cambia hacia el NE y muestra así el patrón del Sinclinal de Tunja.

En el flanco oriental del Anticlinal de Tunja los cabeceos son más variados (Fig. 2): Los anticlinales definen dos domos en las inmediaciones y al S de la población de Boyacá, separados por sillars o depresiones longitudinales. Este patrón poco uniforme parece tener su causa en la reducción de la anchura del Sinclinal de Tunja hacia el S, en donde los pliegues menores, o bien se ajustan al cambio de la estructura mayor, o bien ocupan los espacios cedidos por el adelgazamiento del Sinclinal de Tunja. Curiosamente, los pliegues más orientales, representados en la Fig.2 por el Anticlinal Los Naranjos, se caracterizan por un patrón cilíndrico y una dirección que corresponde al rumbo de la pendiente estructural del Alto de Toca. En vista de nuestro intento de jerarquizar los pliegues, nos parece importante que el Sinclinal de Tunja, como estructura de primer orden, prefigure el espacio de los pliegues secundarios, especialmente en su flanco oriental. De esta manera se repite una situación parecida a la de la terminación periclinal del Anticlinal de Arcabuco, en donde los pliegues secundarios se reconocen como tales por ajustarse a la estructura de primer orden.

Las vergencias se visualizan con mucha nitidez en el mapa por el arreglo de las bisagras en pares, que resulta de un espaciamiento desigual de los pliegues contiguos. Las vergencias en los dos flancos del Sinclinal de Tunja son, de acuerdo a este patrón, opuestas y apuntan hacia los márgenes de esta depresión. El cambio de vergencia se hace a través del propio eje sinclinal. Con esta disposición los pliegues muestran en el flanco monoclinal del Alto de Toca asimetrías que son conformes a la vergencia regional de las estructuras de primer orden, pero contrarias a ella en

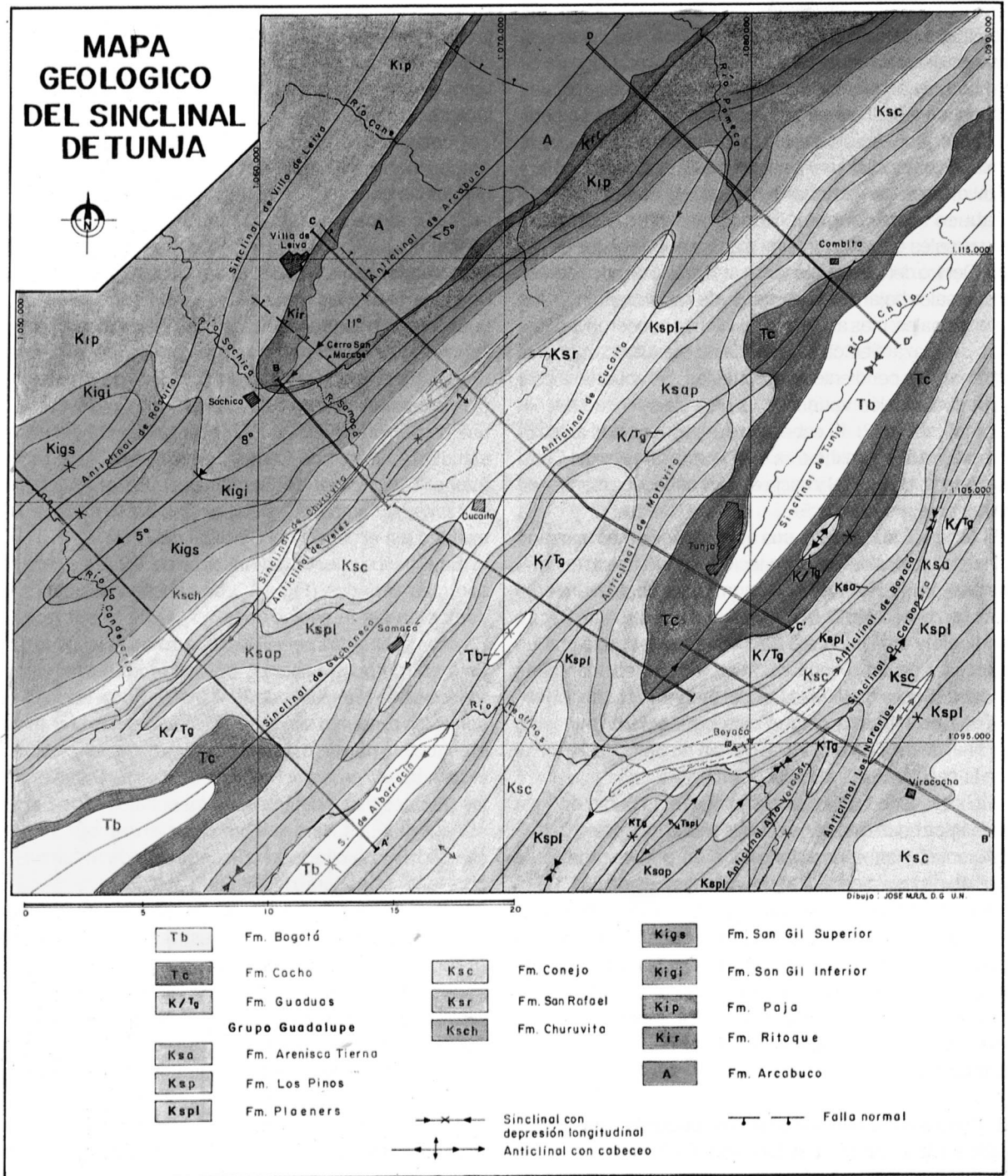


Fig.2. Mapa geológico-estructural del área de estudio.

el flanco del Anticinal de Arcabuco. Esta independencia estructural es un argumento importante para diferenciar esta segunda categoría de pliegues.

El cambio de vergencia finge una cierta simetría de los

pliegues de segundo orden a través del Sinclinal de Tunja. Una inspección más detallada revela, sin embargo, unas disimilitudes entre los pliegues de ambos flancos. Una primera diferencia se refiere a la distancia entre los pliegues

más marginales y los ejes de los altos de basamento, que es corta en el flanco inclinado del Anticlinal de Arcabuco y extensa en el flanco poco inclinado del Alto de Toca. Una segunda diferencia concierne a las amplitudes de los pliegues: En el flanco del Anticlinal de Arabuco el primer par de pliegues, o de posición más externa, denominados Sinclinal de Churuvita y Anticlinal de Vélez (Fig. 2), exhibe la mayor amplitud; en el flanco oriental, sin embargo, la máxima amplitud se define entre el Sinclinal de la Q. Carbonera y el Anticlinal de Boyacá, es decir, en una posición interna.

Estas diferencias pueden relacionarse tentativamente con la inclinación acentuada del flanco occidental y moderada del flanco oriental de la cubeta sinclinal del basamento. Los pliegues del monoclinual suavemente inclinado del Alto de Toca muestran las características del corte entre la Represa del Neusa y la Represa del Sisga, a unos 60 km hacia el S, en donde la parte central de la Cordillera Oriental dibuja igualmente una estructura en cubeta que se extiende, sin embargo, a través de casi todo el ancho de la Cordillera (KAMMER & MOJICA 1996).

Las continuidades longitudinales de estos pliegues de segundo orden oscilan entre unas decenas de km hasta 100 km y son, por lo tanto, de una magnitud inferior a las longitudes de las estructuras de primer orden. Los pliegues de menor continuidad son los pliegues apareados conformados por el Sinclinal de Churuvita y el Anticlinal de Vélez (Fig. 2). Su terminación meridional coincide con la desaparición de la expresión estructural del Anticlinal de Arcabuco. De otro lado, al NE del área de estudio, y todavía antes de la aparición de la Falla de Boyacá, terminan no solamente el par de pliegues en consideración, sino también, en forma escalonada, las estructuras apareadas de Gachaneca - Cucaita y de Albarracín - Motavita (Fig. 2). En otros términos, al N del Río Pómecca persisten solamente las estructuras de primer orden. Esta desaparición gradual de los pliegues secundarios coincide con una disminución de la pendiente del flanco oriental del Anticlinal de Arcabuco y sugiere, por lo menos parcialmente, un origen de deslizamiento por gravedad para estos pliegues.

3.2.2. Estructuras y deformaciones en el perfil Cucaita-Villa de Leiva

El método "kink" representa una herramienta sencilla y muy efectiva en la extrapolación de los límites geológicos. En el flanco occidental del Sinclinal de Tunja, este método contribuye a resaltar unos rasgos básicos y difícilmente accesibles a la observación directa, como es la vergencia general hacia el W (Figs. 5 y 6). Al restringir este método a espesores constantes, se debe tener en cuenta que esta técnica solamente se aplica con alguna precisión a pliegues que se deformaron por deslizamientos flexurales.

Deberíamos entonces examinar la validez de este supuesto.

A lo largo del Río Samacá existen unos afloramientos excepcionales que, de hecho, documentan variaciones sorprendentes de las deformaciones aún dentro de una misma estructura. A continuación ilustramos algunos aspectos de estas deformaciones. Empezamos con el Anticlinal de Vélez al E y avanzamos progresivamente hacia niveles más basales al W, teniendo así la oportunidad de enfrentar deformaciones de un piso relativamente alto con las deformaciones de un piso netamente basal. En cuanto a la cinemática de plegamiento, interesa además definir criterios que ayuden a esclarecer, si los planos axiales mantenían posiciones fijas o actuaron como elementos móviles con respecto a las capas plegadas (cf. Fig. 1).

Anticlinal de Vélez

Este anticlinal representa la estructura más compleja del área y se desvía en sección vertical considerablemente de las formas triangulares de los demás pliegues (Figs. 4, 5 y 6). En la Fig.5a se compilaron los rasgos observables entre el nivel del Río Samacá, la carretera y la cima de los cerros que conforman la ladera meridional del valle del Río Samacá. En la Fig.5b se procedió a extrapolar la base y el tope de la Formación Churuvita por el método "kink". Estas ilustraciones evidencian que el anticlinal está compuesto por dos anticlinales secundarios, separados a su vez por un pequeño sinclinal. A continuación utilizaremos los planos axiales de la Fig.5b como elementos de referencia.

El plano axial *b* separa el flanco oriental de la zona de cresta del anticlinal secundario oriental y coincide con un cambio drástico en el estado de deformación de capas prácticamente no deformadas en el flanco oriental, a una zona de deformación distensiva que afecta gran parte de la cresta de este anticlinal (Fig.7a). En la zona distensiva los bancos arenosos están disgregados a lo largo de dos familias conjugadas de diaclasas, a manera de un juego de dominó. Estas diaclasas representan un fenómeno regional y muestran siempre las mismas orientaciones angulares con respecto a las capas, demostrando así un origen pre-a eo-cinemático frente al plegamiento regional.

La deformación dentro de los bancos arenosos es exclusivamente frágil, ya que los ángulos inicialmente rectos entre los planos de diaclasa y de estratificación se conservan aún en partes muy cizalladas. La rotación de los bloques arenosos está ligada a la presencia de capas blandas, que han sido transformadas a una "harina de falla", de color blancuzco. El grado de rotación de los bloques competentes indica una tasa de extensión global de un 20%, que se ha estimado según el esquema geométrico incluido como Fig.7b. En las partes altamente deformadas de esta zona distensiva, la rotación de los bloques en dominó indica

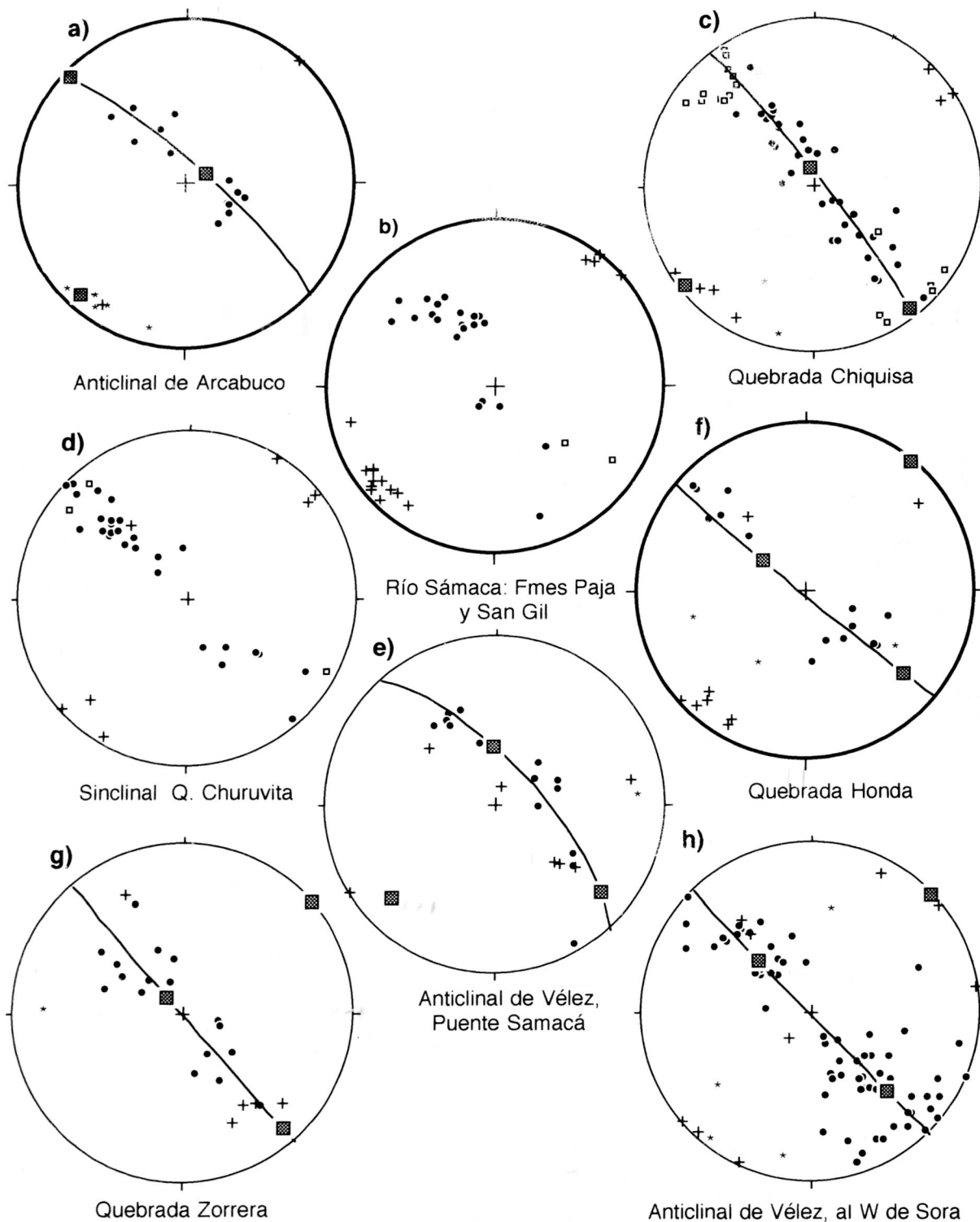


Fig.3. Compilaciones de datos estructurales, proyección estereográfica de igual área, hemisferio inferior, del Anticlinal de Arcabuco, del Sinclinal de Churuvita y del Anticlinal de Vélez.- Puntos: polos de estratificación; cruces: lineaciones asociadas a la estratificación; cuadros pequeños: polos de clivaje; estrellas: polos de venas de tensión.

consistentemente una cizalla sinistral. Por acentuarse hacia el plano axial *b*, parece probable que la cizalla haya sido provocado inicialmente por un deslizamiento flexural durante el mismo proceso de plegamiento (cf. la Fig. 9.9 de SUPPE 1985). La suposición de una deformación por cizalla sencilla ayuda a superar un problema mecánico que se presentaría en capas sometidas a una cizalla pura con un alargamiento paralelo a las capas, ya que en estas últimas condiciones se esperaría encontrar también un juego conjugado de fallas que produciría dominios con rotaciones dextrales. Hacia el plano axial *c* esta deformación frágil desaparece gradualmente.

Las cizallas sencillas forman por lo regular zonas de deformación heterogéneas y en el afloramiento de la Fig. 7a se observan, de hecho, dos dominios poco deformados, en los cuales las diaclasas se encuentran casi perpendicularmente a la estratificación. Estos dominios se caracterizan por la ausencia de interestratificaciones blandas y quizás era esta la razón para canalizar la cizalla alrededor de estos dos lentes aparentemente más competentes.

El plano axial *b* (Fig. 7) no es accesible a la observación directa, pero se ha fijado por ángulos desiguales hacia los dos flancos, de acuerdo a un adelgazamiento de un 20% de la parte crestal del pliegue. Sorprendentemente, se observa una asimetría correspondiente para el plano axial *c* en la vista panorámica desde la ladera opuesta del Río Samacá (Fig. 8), pese a la ausencia de cualquier deformación frágil en las capas duras. Con esta relación se puede suponer que las capas realmente hayan sido afectadas por una deformación parecida a la de la zona distensiva frágil, pero esta vez dúctil. En el perfil de la Fig. 5b se supone que un alargamiento de un 20% afecta de manera homogénea la zona crestal entre los planos axiales *b* y *c*. No obstante esta simplificación, parece probable que la deformación (que se descompone probablemente en una cizalla sencilla paralela y una cizalla pura perpendicular a la estratificación) se incrementa hacia el plano axial *b*. Por su desarrollo intensivo cerca del plano axial *b* y por el cambio brusco del estado de deformación a través de este mismo plano, se podría especular que la zona distensiva frágil se generó por la migración del plano axial *b* hacia el E, hasta llegar a su posición actual.

El sinclinal menor en el núcleo del Anticlinal de Vélez, marcado por el plano axial *d* en la Fig. 5b, es una estructura simétrica con un plano axial vertical (Fig. 9a). Los estratos arenosos están separados aquí por niveles arcillosos en los cuales se presentan bandas de cizalla con una foliación transversal, la cual, de acuerdo al modelo de pliegue por deslizamiento flexural, indica una cizalla dextral en el flanco occidental y sinistral en el flanco oriental (Fig. 9a). El sentido de cizalla cambia bruscamente a través del plano axial *d*, lo que pone en evidencia una casi completa inmovilidad del plano axial durante la formación del pliegue.

Una migración del plano axial *d* debería, en nuestra opinión, manifestarse por una superposición de los dos sentidos de cizalla en uno de los flancos y, consiguientemente, por un desarrollo desigual de las dos bandas de cizalla.

El anticlinal menor que termina la estructura hacia el W sigue siendo bastante simétrico. Una falla subvertical coincide con su plano axial *e-f* (Fig. 9b). En el lado occidental de este plano axial fallado se observan unas capas dobladas, que bien podrían representar un remanente de una bisagra original. El flanco oriental está segmentado por unas fallas inversas. Como antes, intercalaciones lodosas están afectadas por bandas de cizalla que cambian de sentido de desplazamiento a través de la bisagra. Este hecho, así como la presencia de la falla menor en el plano axial, arguyen otra vez por una posición fija de este último durante el plegamiento.

Sinclinal de Churuvita

El Sinclinal de Churuvita (plano axial *g*, Fig. 5b) expone en su núcleo lodolitas y limolitas silíceas de la Formación San Rafael. Las lodolitas están afectadas por pliegues continuos (flanco oriental), mientras que las capas silicificadas exhiben un "clivaje de fractura" (núcleo del pliegue, Fig. 9c), que desagrega las capas en dominós, en analogía a la deformación distensiva del Anticlinal de Vélez. Hacia el flanco occidental el clivaje del plano axial tiende a desaparecer y está reemplazado por algunas fallas inversas. La intensificación de las deformaciones hacia el plano axial hace suponer que también este último mantenía una posición fija durante la evolución del sinclinal.

Deformaciones compresivas de las unidades basales

Siguiendo el trayecto de la carretera Cucaita - Sáchica, no se manifiestan más pliegues de segundo orden (Fig. 4, corte B-B'). Sólo en la Quebrada Chíquisa, a poca distancia al N del Río Samacá, se observa un plegamiento abierto y de poca amplitud, para el cual se indica por problemas de espacio solamente la bisagra del anticlinal en la Fig. 2. Las deformaciones, sin embargo, varían de una manera consistente en este trayecto, como pretenden ilustrar las siguientes situaciones:

a) Secuencia poco deformada en la Formación San Gil Superior: En esta intercalación de areniscas y arcillolitos, deformaciones penetrativas son imperceptibles a simple vista. A lo largo de un banco de arenisca, sin embargo, se observan pequeñas imbricaciones que podrían interpretarse como una estructura "duplex" en un estado incipiente (Fig. 10). Desde un punto de vista cinemático, esta estructura transfiere (y en un menor grado amortigua) un desplazamiento dextral desde la base hacia el tope del banco imbricado. El sentido de cizalla, así como la cercanía

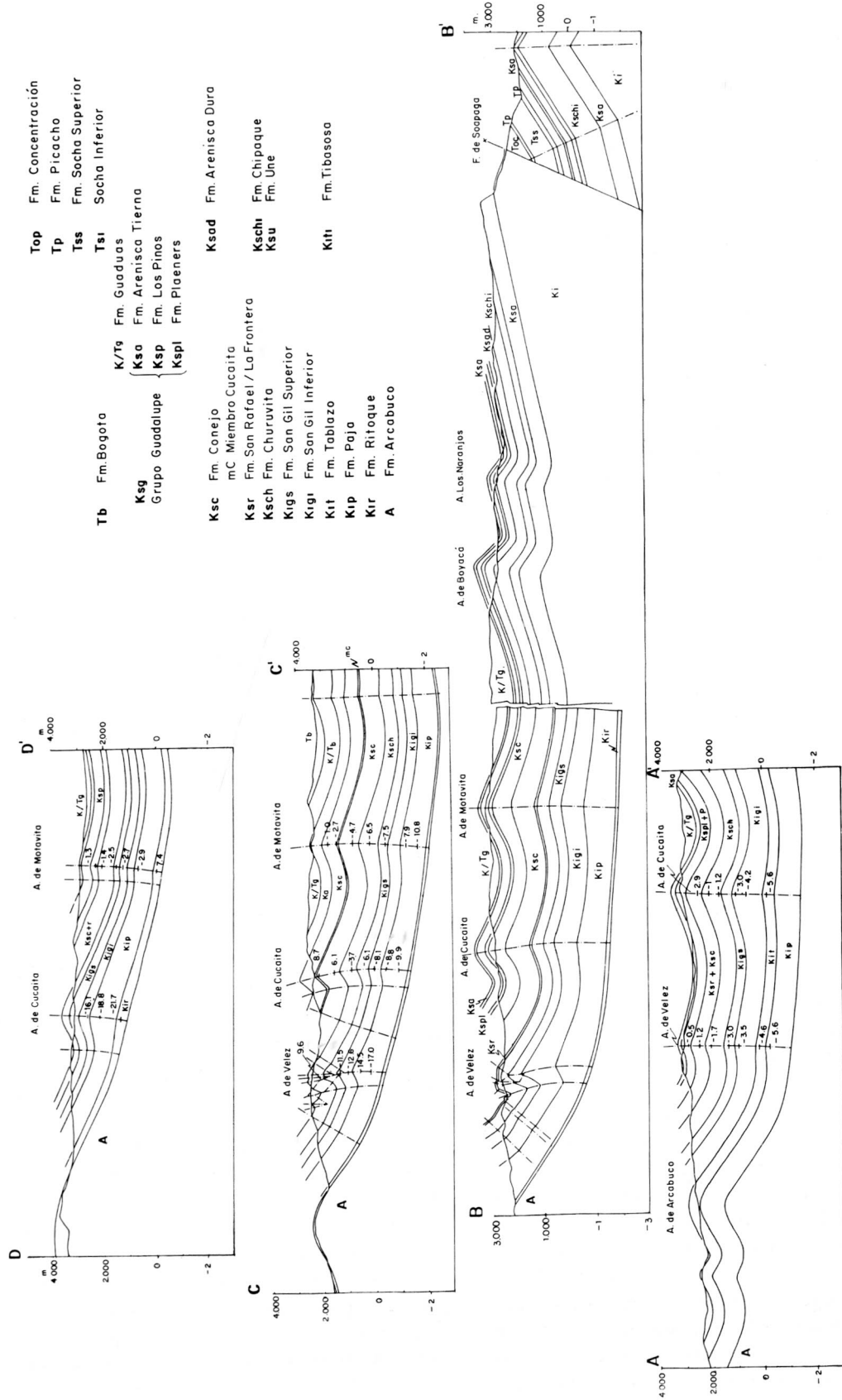


Fig. 4. Perfiles transversales. Su ubicación se indica en la Fig. 2.- Los valores indican elongaciones longitudinales necesarias para amortiguar los pliegues hacia un supuesto nivel de despegue en la base de la cobertera sedimentaria.

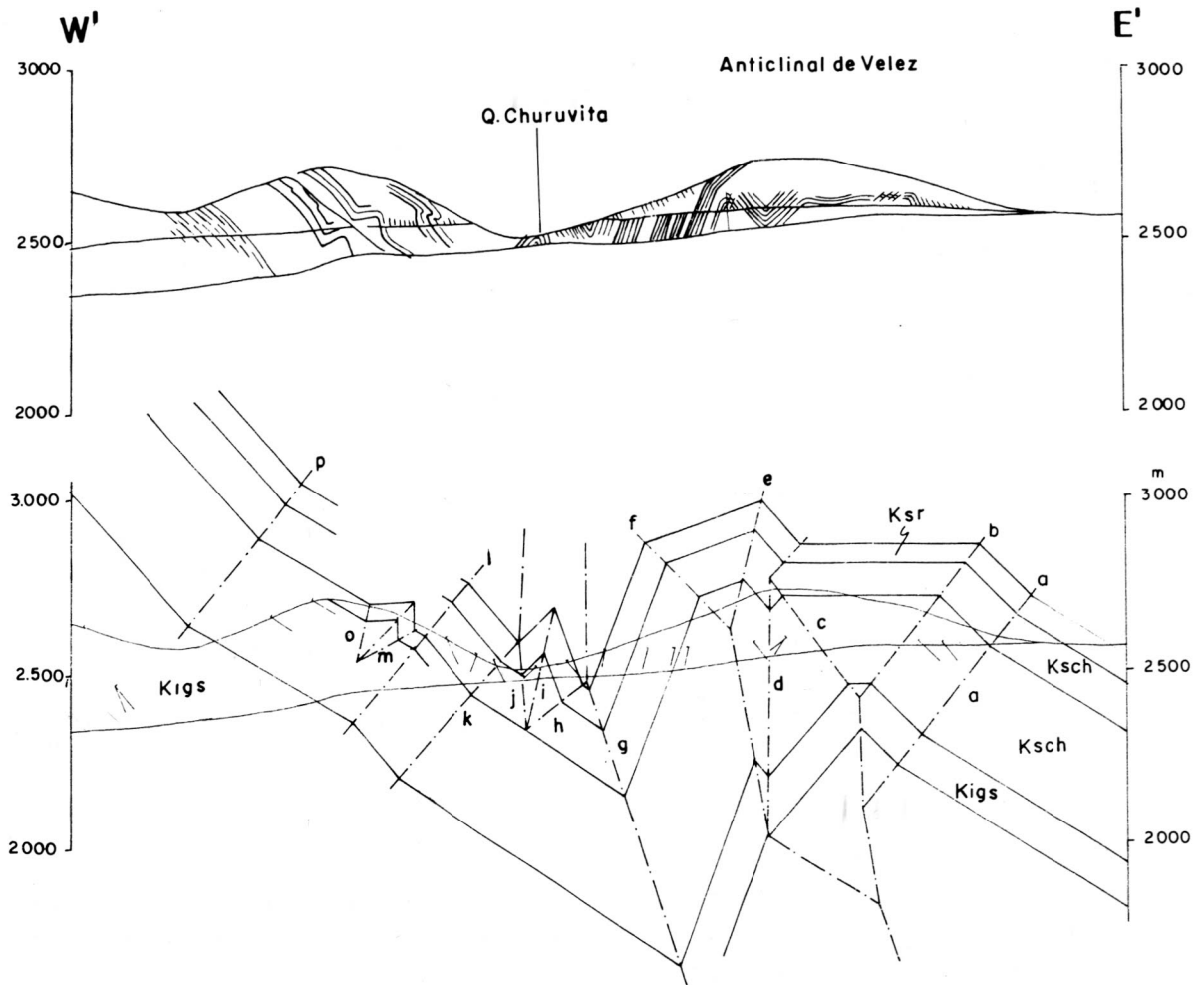


Fig. 5. Sección del Anticlinal de Vélez, detalle del perfil B-B' de la Fig. 4. En a) se proyectaron los pliegues a partir de la base cartográfica de 1:10.000. En b) se extrapolaron los límites de la Formación Churuvita a través de esta estructura. Las líneas topográficas trazan la topografía de las cuchillas sobre la ladera meridional del valle, la carretera y el lecho del Río Samacá.

con el Sinclinal de Churuvita, sugieren para su origen un deslizamiento flexural provocado por el plegamiento de este mismo sinclinal.

b) Deformación compresiva incipiente en la Formación San Gil Inferior: En las capas arenosas y arcillosas de la Formación San Gil Inferior empieza a manifestarse un clivaje transversal (Fig. 11). En las capas arenosas esta fábrica planar consiste de planos discretos y perpendiculares a la estratificación, que se superponen, sin embargo, al juego conjugado de las diaclasas regionales. En las intercalaciones arcillosas este clivaje es penetrativo y asume una orientación subvertical y oblicua a la estratificación inclinada. En los contactos de capas lodosas contra capas arcillosas se manifiesta una lineación de microplegamiento, causada por estructuras "mullion" a pequeña escala (Fig. 11).

c) Deformación compresiva en las Formaciones Paja y Ritoque: En este nivel estructural el clivaje se intensifica,

produciéndose hasta una transposición completa de la foliación sedimentaria en partes arcillosas. El clivaje afecta también a capas arenosas, en las cuales se hace notar una refracción de la fábrica planar hacia un mayor ángulo con la estratificación (Fig. 12). Como tendencia general, el clivaje mantiene una orientación vertical o fuertemente inclinada hacia el E (Fig. 3c). En las capas arenosas se manifiesta además un plegamiento asimétrico con amplitudes decimétricas y vergencia hacia el W (Fig. 12a y b). Estas deformaciones se conservan con igual intensidad a través del Anticlinal de Chiquisa. El aspecto de deformación del flanco occidental de esta estructura se ilustra en una intercalación limosa - lodosa de la Formación Ritoque (Fig. 12c). Aquí se presentan otra vez una refracción del clivaje y estructuras de tipo "mullion" en los contactos litológicos.

Este régimen compresivo cambia a través del Anticlinal de Arcabuco. En su flanco occidental no se han identificado

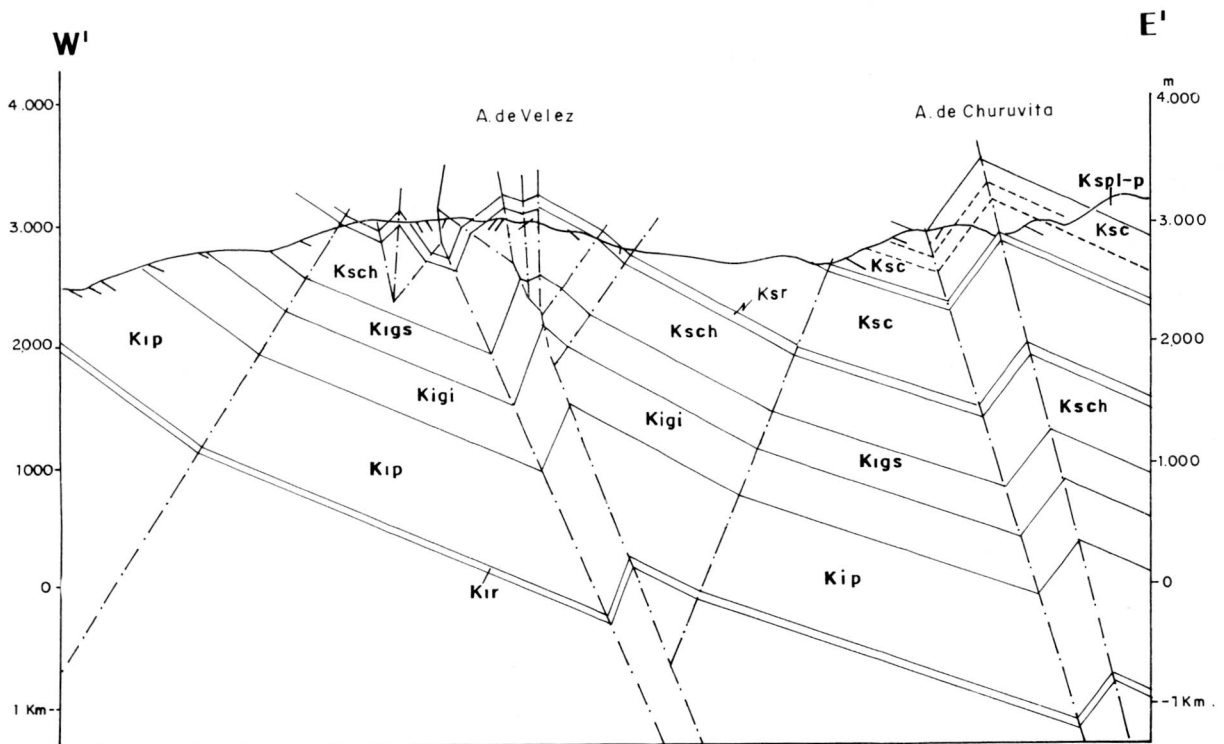


Fig. 6. Sección de los anticlinales de Vélez y de Cucaita, utilizando una extrapolación por pliegues paralelos. Detalle del perfil C-C' de la Fig.4.

pliegues con las características de los pliegues de segundo orden. Solamente en la Quebrada Ritoque se encontró una ondulación algo asimétrica que por su vergencia incipiente en contra de la pendiente estructural podría compararse con las estructuras anteriores. A nivel de afloramiento, sin embargo, no se observó un clivaje oblicuo a la estratificación. La fábrica planar se limita a un juego de diaclasas conjugadas y a fallas con desplazamientos menores que son perpendiculares a la estratificación.

3.2.3. Discusión

Pliegues con formas triangulares en sección transversal, como se encuentran en el área de estudio (Fig. 4), se adaptan por sus formas generales a cualquiera de los tres modelos básicos de plegamiento, que integran una tectónica de escamación delgada (Fig.1). Los criterios que nos inclinan a dar preferencia a los pliegues de despegue radican: 1), en sus vergencias en contra de las pendientes estructurales de las estructuras de primer orden y 2), en la correlación entre inclinación de esta pendiente e intensidad de deformación. Estos dos argumentos, a la vez, llaman la atención sobre un posible componente de gravedad, que podría intervenir en la formación de estas estructuras.

Es claro que dichos argumentos no son diagnósticos de

un cierto modelo. En lo que se refiere a las vergencias, se reportan relaciones opuestas para pliegues de despegue de un mismo cinturón corrido. Estas ambivalencias se conocen, por ejemplo, en la Provincia de Mesas de los Apalaches Centrales, en donde vergencias dirigidas hacia el interior de este orógeno dominan en las partes centrales. Excepciones a esta regla se dan sobre todo en los pliegues más internos y en la cadena frontal de esta provincia estructural (GWINN 1964). Esta bipolaridad de vergencia se observa también en los Montes Jura, en donde la cadena más interna, que representa a la vez la cadena más desarrollada, muestra una vergencia hacia los Alpes ("regard Suisse"; cf. la sección clásica de BUXTORE 1916, reproducida por ejemplo como Fig. 24.4 en RAMSAY & HUBER 1987). En dichos pliegues la vergencia en contra de la dirección de transporte parece haberse implantado como fenómeno tardío, ya que las fallas inversas asociadas a estos pliegues muestran en general desplazamientos en dirección del antepais, subrayando así una vergencia inicial en dirección del transporte tectónico. Una amplificación de estas estructuras parece haber replegado estas fallas posteriormente, y es este evento el que debe haber establecido la vergencia en contra del sentido de transporte. Es claro que en los dos cinturones citados se puede excluir un plegamiento por deslizamiento gravitatorio, ya que el

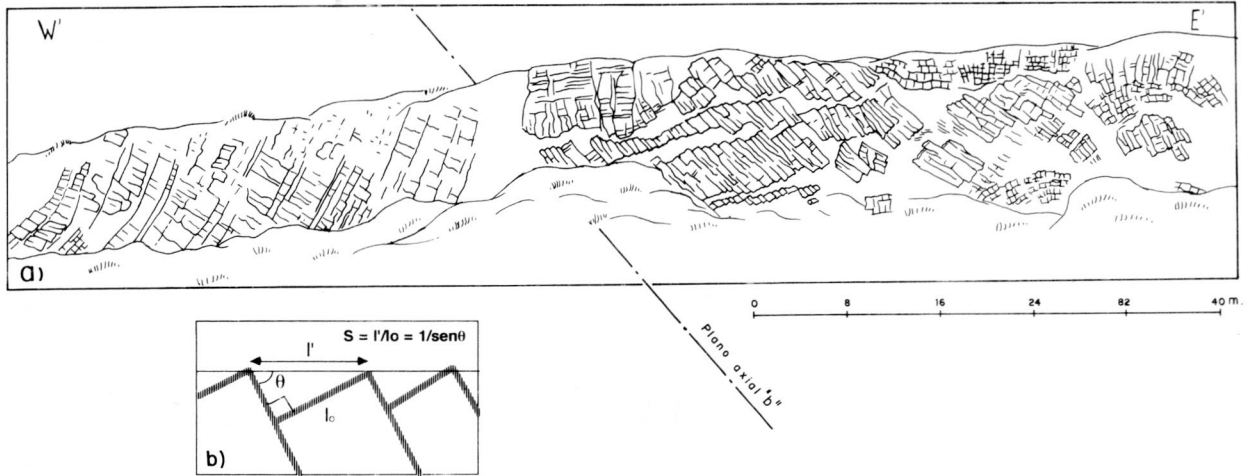


Fig. 7. a) Zona de extensión del Anticlinal de Vélez, corte Río Samacá. Con la línea discontinua se indica la inclinación del plano axial b de la Fig.5b. b) Esquema para el cálculo de extensión.

nivel de despegue tiende a buzarse, por lo menos por debajo de las provincias plegadas del antepaís, hacia las zonas internas de los orógenos, de acuerdo a una cuña clásica de antepaís (DAVIS *et al.* 1983).

Con sus deformaciones disímiles, se pueden definir, según nuestro inventario a lo largo del Río Samacá, dos pisos tectónicos. El piso superior comprende las formaciones Churuvita y San Gil Superior y se caracteriza por pliegues variablemente angulares y hasta compuestos (Anticlinal de Vélez). Las deformaciones internas más constantes de las unidades involucradas en estos pliegues se restringen a un deslizamiento flexural. Las demás deformaciones varían según su posición estructural: Las extensiones se manifiestan preferiblemente en las zonas de bisagra de los anticlinales, las compresiones en los sinclinales. Los planos axiales de estos pliegues coinciden con zonas locales de alta deformación, lo que hace suponer que la amplificación de los pliegues se hizo esencialmente por una rotación de flancos de una longitud definida (*cf.* el modelo 2 de POBLET & McCCLAY 1996), y no por la migración lateral de un plano axial, a manera de un ensanchamiento de una banda "kink", como lo postulan los modelos de plegamiento y crecimiento auto-similar (Figs. 1a y 1b). Los pliegues examinados se acercan así a un plegamiento de tipo "buckling". Una excepción representa el plano axial b en la Fig.5b: aquí la naturaleza compuesta del Anticlinal de Vélez, así como la ubicación unilateral de la zona de deformación con respecto a dicho plano, sugieren una migración de este último hacia el E.

El piso tectónico inferior comprende las formaciones San Gil, Paja y Ritoque y se caracteriza por una deformación compresiva que aumenta en intensidad hacia el basamento y que se pone de manifiesto por la apariencia de un clivaje.

El único pliegue que se observa en esta zona es el Anticlinal de Chíquiza. Se presenta como estructura amplia y redonda, y nada más que esta geometría indica un papel subordinado del deslizamiento por flexión (Fig.9-9 en SUPPE 1985).

3.3. Pliegues de tercer orden

Estos pliegues se observan a la escala de afloramiento e imprimen, particularmente en los pliegues del flanco occidental del Anticlinal de Tunja, una aparente complejidad que se refleja en buzamientos contrarios a las pendientes estructurales y una alta dispersión de los datos estructurales (*cf.* la Fig. 3h). Al igual que en la anterior categoría, estos pliegues exhiben a través de sus vergencias una relativa independencia de los pliegues de mayor orden. Estas vergencias se dirigen consistentemente en dirección de las pendientes estructurales e indican así un origen provocado por un colapso gravitatorio y la intervención de la erosión en estos últimos estados de plegamiento. Pliegues correlacionables han sido descrito por JULIVERT (1961; 1962; 1963) en el flanco occidental del Anticlinal de Bogotá - Usaquén, en el Anticlinal de Chía y en la parte meridional de la Sabana de Bogotá.

Según HARRISON & FALCON (1936) podemos clasificar estas estructuras de colapso en: 1) estructuras de colapso rotacional ("flaps"); un ejemplo para este tipo de colapso se ilustra en la Fig.5a para el flanco occidental del Anticlinal de Vélez; 2) pliegues en cascadas, cuyos trenes de pliegues son esencialmente disarmónicos; es decir, suprayacen unidades no plegadas o afectadas por otro tipo de plegamiento; y 3) mantos de deslizamiento. Estas últimas estructuras no se observaron en el área de estudio. Su presencia a pequeña escala ha sido señalada, sin embargo,

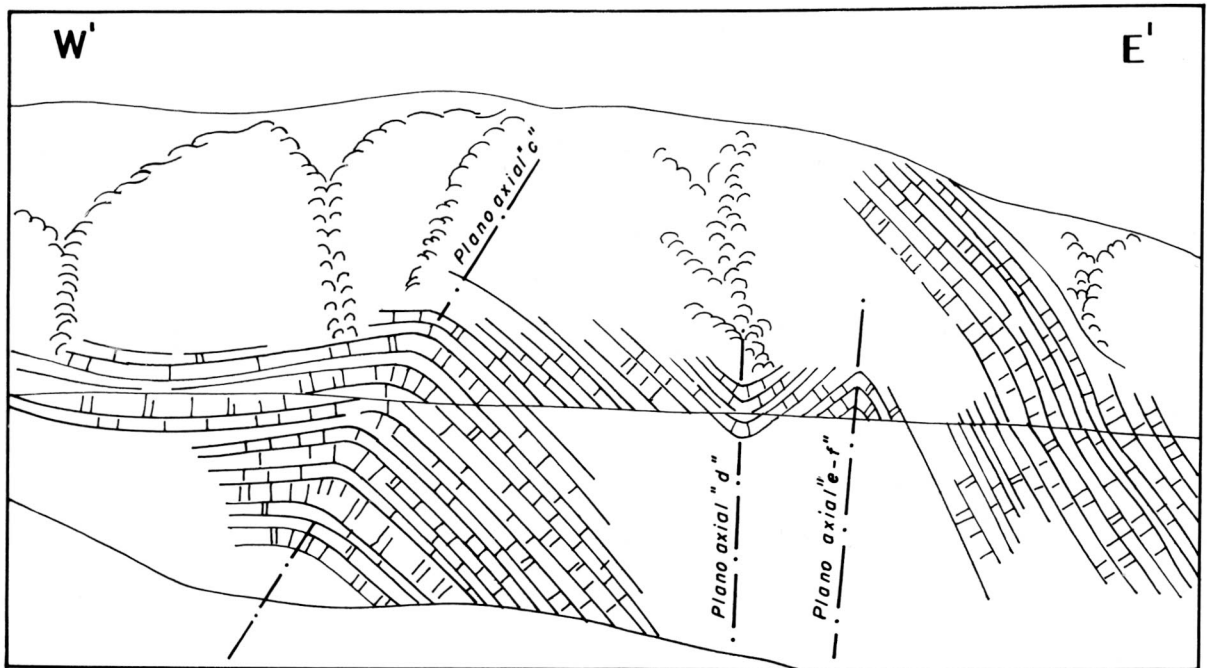


Fig. 8. Vista panorámica de la parte occidental del Anticlinal de Vélez. Los planos axiales de los pliegues secundarios se indican con letras, de acuerdo a la Fig.5b. El ancho de esta panorámica mide aproximadamente 600m.

por JULIVERT (1963; cf. su Fig.30). Todas estas estructuras afectan exclusivamente los estratos que son discontinuos a través de las bóvedas anticlinales, indicio inequívoco para su origen sin-erosional.

Los pliegues de esta categoría exhiben estilos muy particulares para cada litología; a continuación ilustramos unos ejemplos representativos de las unidades cretácicas. Aunque este estudio está enfocado principalmente hacia una comprensión de los pliegues de segundo orden, el reconocimiento de la presente categoría era crucial para la construcción de las secciones geológicas, ya que para la extrapolación de los límites litológicos es indispensable discriminar entre buzamientos representativos de los pliegues de mayor orden y los buzamientos irregulares que resultan de la presente categoría de pliegues.

Formación Plaeners

Esta formación presenta, con sus intercalaciones de lutitas silíceas y niveles arcillosos, una litología predestinada para la formación de pliegues de tipo "chevron". Los pliegues se presentan en cascadas y muestran planos axiales subhorizontales, que en pliegues de mayor amplitud hasta son volcados y buzan en la dirección de transporte. Los ejemplos de la Fig.13 provienen del flanco oriental y occidental del Anticlinal de Cucaita. En la Fig.13a se documenta un núcleo de un pliegue, que se origina a partir de una irregularidad triangular como estructura simétrica, y

se amplifica después como pliegue asimétrico, con la característica vergencia en dirección de la pendiente estructural. Obsérvese que esta amplificación gradual no presume un horizonte de despegue mayor en la base del pliegue. El trazo curvo del plano axial, que asume una perpendicularidad con los estratos en el núcleo del pliegue, hace más bien suponer que el pliegue se genera inicialmente por una compresión que es paralela a la estratificación (o un proceso "buckling"). En la amplificación debe intervenir probablemente una cizalla sencilla, que es paralela a la estratificación.

La Fig. 13b ilustra la terminación de un pliegue cerrado hacia una falla en su techo. Su vergencia es opuesta al pliegue anterior, pero de nuevo conforme a la pendiente estructural. Su flanco invertido está adelgazado y afectado por bandas de cizalla en dirección del buzamiento general. En el contacto con la falla de techo, el pliegue parece ser decapitado por el paquete de estratos no plegados que conforma el lado occidental del afloramiento. Este segundo caso ilustra la importancia de movimientos de cizalla en dirección de la pendiente estructural.

Si nuestra hipótesis de un colapso gravitatorio es correcta, debería esperarse que la intensidad de deformación sea más intensa en el flanco de mayor inclinación de un anticlinal, que en el caso del Anticlinal de Cucaita es el flanco occidental, del cual proviene el ejemplo de la Fig. 13b.

En este contexto vale señalar una posible expresión morfológica de este colapso tardi-cinemático, que se refiere

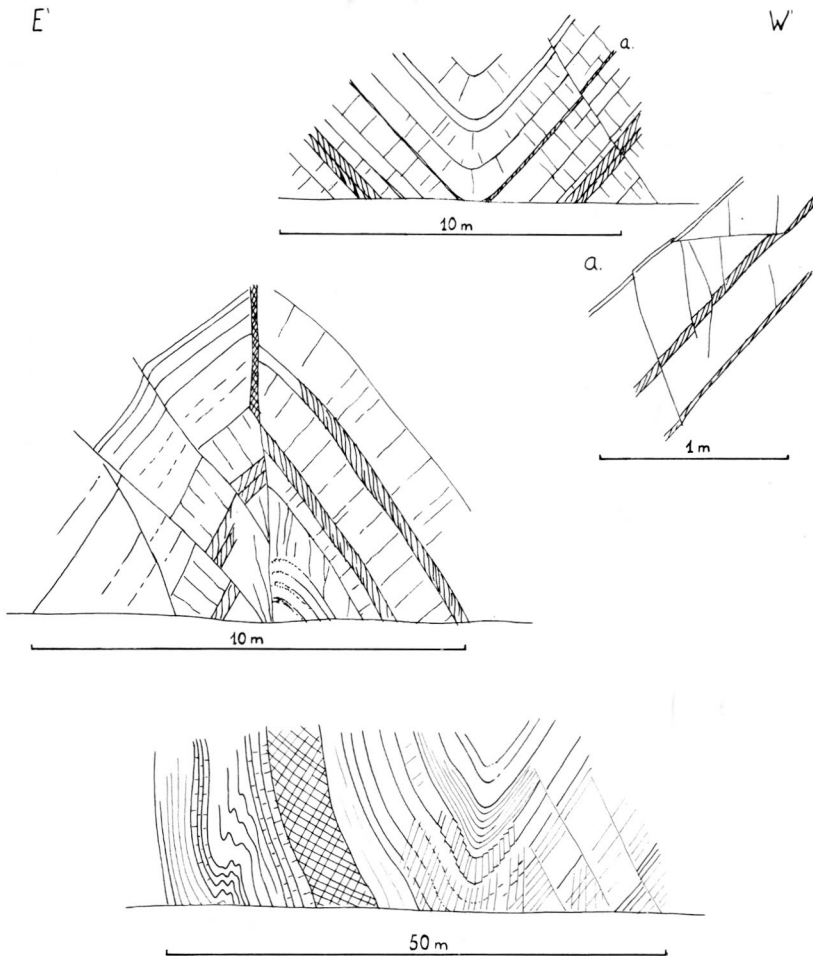


Fig. 9. Pliegues en los afloramientos de la carretera Puente Samacá - Quebrada Churuvita.

- a) Sinclinal menor del Anticlinal de Vélez, definido por el plano axial *d* en la Fig.5b.
- b) Anticlinal menor de la terminación occidental del Anticlinal de Vélez, definido por el plano axial *e-f* en la Fig.5b.
- c) Sinclinal de Churuvita, definido por el plano axial *g* en la Fig.5b.

a un arqueamiento amplio de los dos flancos del Anticlinal de Cucaita occidental y del plano axial de esta estructura, tal como lo resalta el mapa de la Fig. 2 en los alrededores de Cucaita.

Formación Conejo

Al W de Sora y por encima de un sustrato poco plegado, se observan trenes de pliegues con amplitudes de hasta 10 m (Fig. 14). Los planos axiales son, en contraposición a los pliegues de la Formación Plaeners, parados y

muestran, como tendencia general, una vergencia hacia el E, o sea en dirección de la pendiente estructural.

Formación Churuvita

En los perfiles de las Figs. 5 y 6 se indica la presencia de tres pliegues secundarios en el flanco occidental del Sinclinal de Churuvita. Se trata de estructuras solitarias, que se distinguen de los pliegues de segundo orden por una menor amplitud y por una continuidad axial bastante limitada. El

anticlinal para el cual se tiene el mayor control está comprendido entre los planos axiales *m-n-o* de la Fig. 5b. Se origina cerca del cañón del Río Samacá en el N y desde ahí su plano axial define un arco amplio hacia el S con la curvatura apuntando en dirección de la pendiente estructural y una extensión longitudinal de aproximadamente 3 km. En este trayecto el anticlinal varía su forma desde simétrica al N a asimétrica (centro del arco), con una vergencia en dirección de la pendiente estructural (cf. los dos planos de la Fig. 5a).

Nos parece significativo que dicho anticlinal no afecte la Formación San Gil Superior. Se trata, más bien, de un pliegue intraformacional e independiente de un horizonte de despegue mayor que se pudiera haber originado en analogía del pliegue de la Fig.14a por un mecanismo de tipo "buckling".

Basándonos en este caso, optamos por amortiguar todos los pliegues de esta tercera categoría todavía dentro de la Formación Churuvita, al hacer converger los planos axiales por encima de la base de dicha formación (perfiles B-B' y C-C' de la Fig.4).

4. AMORTIGUAMIENTO DE LOS PLIEGUES DE SEGUNDO ORDEN HACIA UN PLANO DE DESPEGUE

La mayoría de los modelos de pliegues por despegue presume la existencia de un medio basal dúctil, que por mecanismos no especificados se amolda en su base a un horizonte de despegue plano y en su techo a un medio competente plegado (Fig. 1c). Con estas dos condiciones límite el medio dúctil necesariamente tiene que experimentar deformaciones longitudinales. La extrapolación de las capas por el método "kink" (o por la construcción de capas concéntricas), asumiendo un plegamiento paralelo, ciertamente reduce las amplitudes de los anticlinales sin lograr "allanar", sin embargo, los pliegues por completo en un supuesto nivel de despegue (cf. la

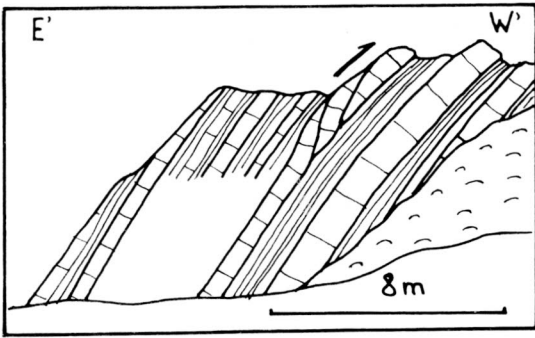


Fig. 10. Estructura "Duplex" en un banco arenoso de la Formación San Gil Superior, carretera Puente Samacá - Sáchica.

longitudinales para los diferentes niveles estructurales.

En el flanco occidental del Anticlinal de Arcabuco se pudo establecer la presencia de un piso tectónico basal caracterizado por deformaciones compresivas y un piso tectónico superior, en el cual las deformaciones son compresivas en los sinclinales y distensivas en las zonas de bisagra de los anticlinales. Este patrón se integra, pues, a un modelo, en el cual la amplificación de los pliegues de despegue se produce por un acortamiento diferencial, y por lo tanto, inhomogéneo, que tendría un valor máximo en el contacto con el basamento y que disminuiría hasta alcanzar un "nivel neutro" (Fig. 15a). Por encima de este nivel "neutro" las capas pueden sufrir localmente extensiones y los pliegues deberían, en consecuencia, reducirse en amplitud. Casos conceptuales similares han sido ilustrados por RAMSAY (1967; cf. su fig.7-104) y RAMSAY & HUBER (1987; cf. su Fig.26.35). Con la excepción del nivel "neutro",

Fig.6). En lo que sigue adaptamos el modelo base para un medio multi-capas, considerando deformaciones

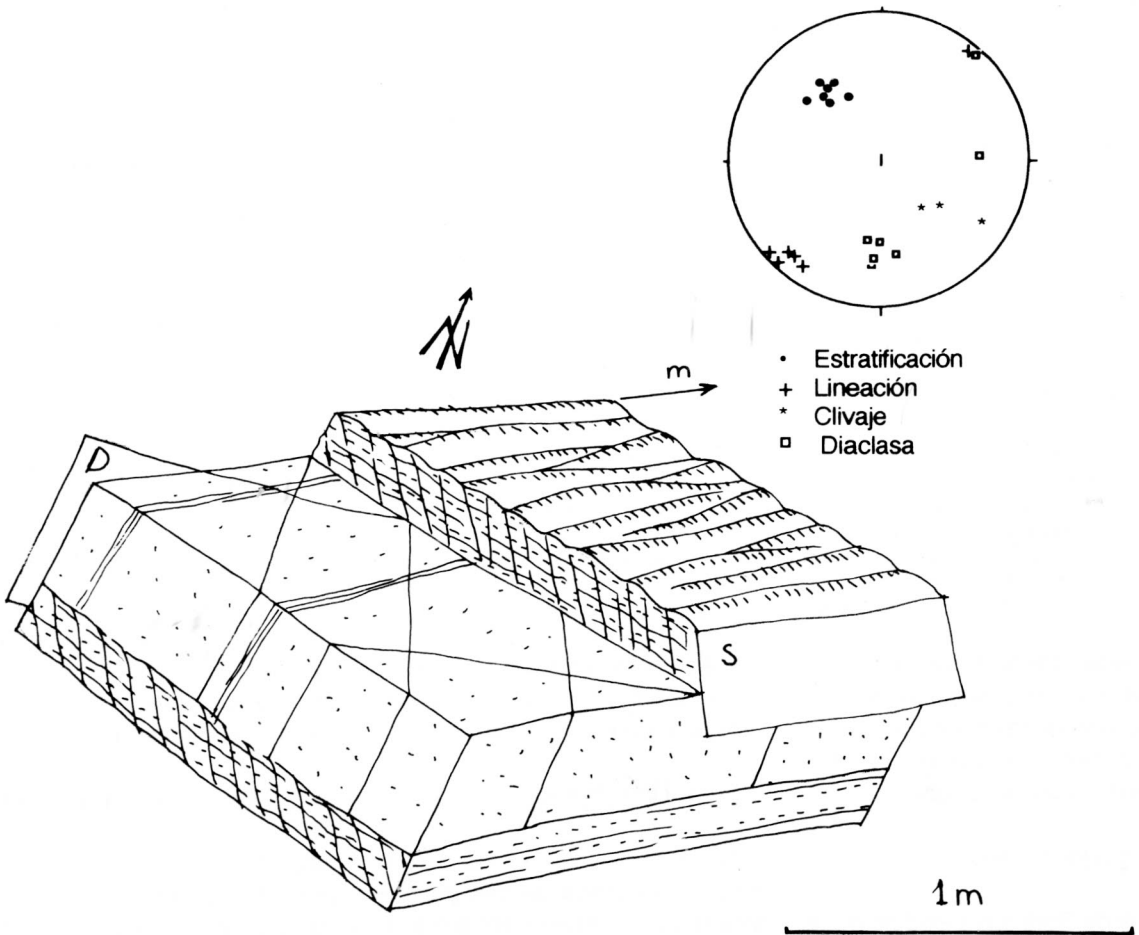


Fig. 11. Clivaje incipiente en niveles arcillosos de la Formación San Gil Inferior. En los bancos arenosos la expresión de este clivaje se reduce a zonas espaciadas de mayor deformación que son perpendiculares a la estratificación, pero que cortan los juegos conjugados de las diaclasas pre-tectónicas. Las proyecciones de los diferentes planos de la "fábrica" se dan en el diagrama estereográfico adjunto.

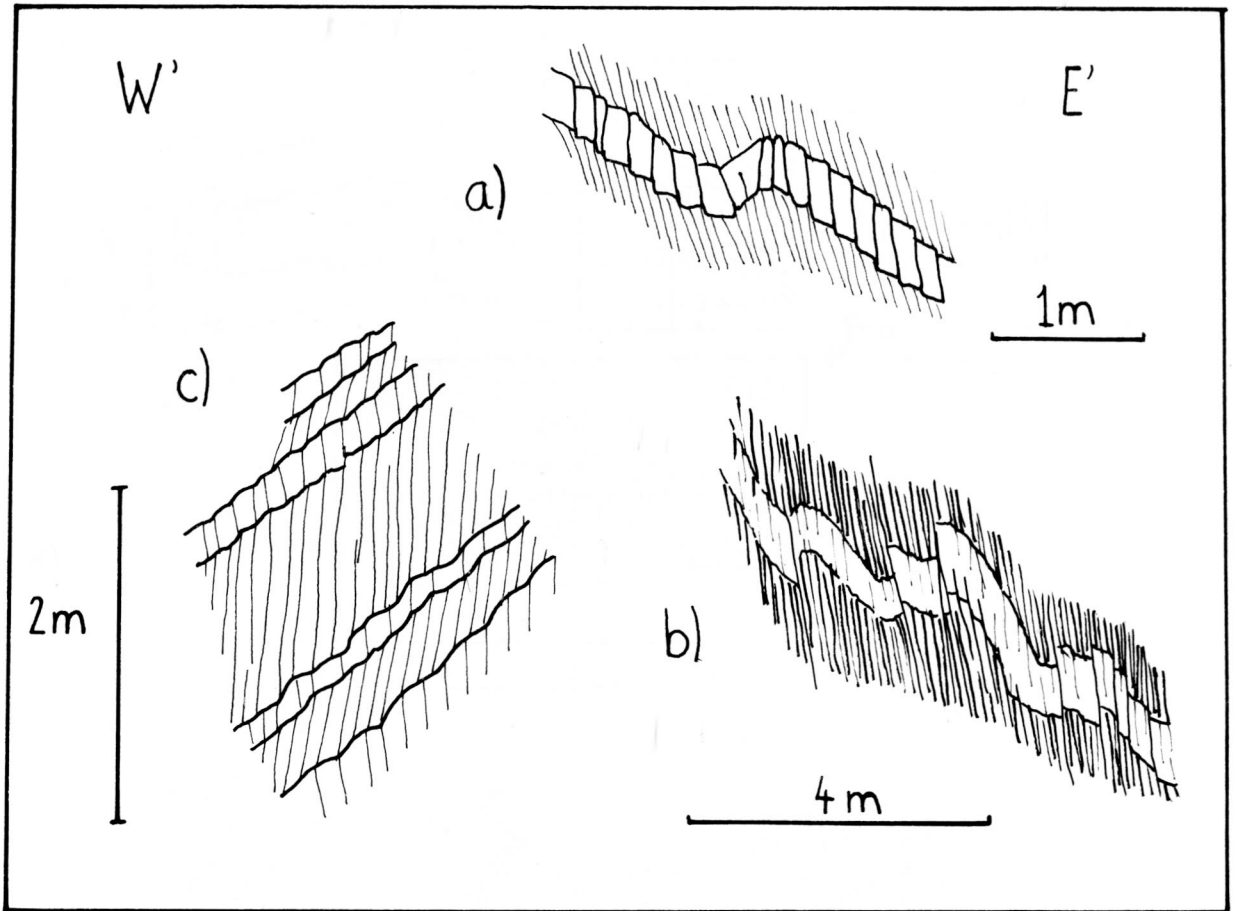


Fig. 12. Deformaciones compresivas en las lutitas del Cretácico Inferior. Las situaciones de a) y b) provienen de la Formación Paja, Q. Negra. El ejemplo b) ilustra una alternancia de limolitas y lodolitas de la Formación Ritoque que se caracteriza por una refracción de clivaje y estructuras "mullion". Proviene del flanco occidental del Anticlinal de Chiquiza.

todas las longitudes de las capas son aparentes y podemos distinguir niveles en los cuales la longitud aparente L^* (o medida en la sección) es inferior o supera la longitud original de una capa L_0 (longitud verdadera o corregida por su deformación interna; Fig. 15a).

La dificultad reside en estimar el acortamiento $\Delta L = L_0 - L'$ de las capas en los diferentes niveles estructurales, L' comprendiendo la extensión horizontal de una capa en su estado actual. Siguiendo a GROSHONG & EPARD (1994), y asumiendo que el nivel de despegue sea conocido, podemos, sin embargo, expresar la deformación interna de las capas en términos de parámetros conocidos.

Asumimos, primero, que la relación de CHAMBERLIN (1910) tenga una suficiente validez para calcular la longitud original de un nivel plegado. Esta relación se basa en una conservación de área (deformación plana) y postula que el área levantado por encima de un nivel regional (A) equivale al producto de acortamiento (ΔL) y profundidad del nivel de despegue (h ; Fig. 15a):

$$A = \Delta L \cdot h \quad (1)$$

Esta relación permite estimar el acortamiento ΔL .

La dimensión original de las capas se obtiene, sumando la extensión actual de los niveles plegados (longitud de onda W , equivale a L) y el acortamiento ΔL :

$$L_0 = W + \Delta L \quad (2)$$

Despejando ΔL en (1) y sustituyéndolo en (2), se obtiene:

$$L_0 = W + A / h \quad (3)$$

Esta última relación permite entonces calcular la longitud inicial de un nivel plegado. Para proceder a evaluar la deformación interna de un nivel plegado, calculamos su elongación longitudinal:

$$e = (L^* - L_0) / L_0 \quad (4)$$

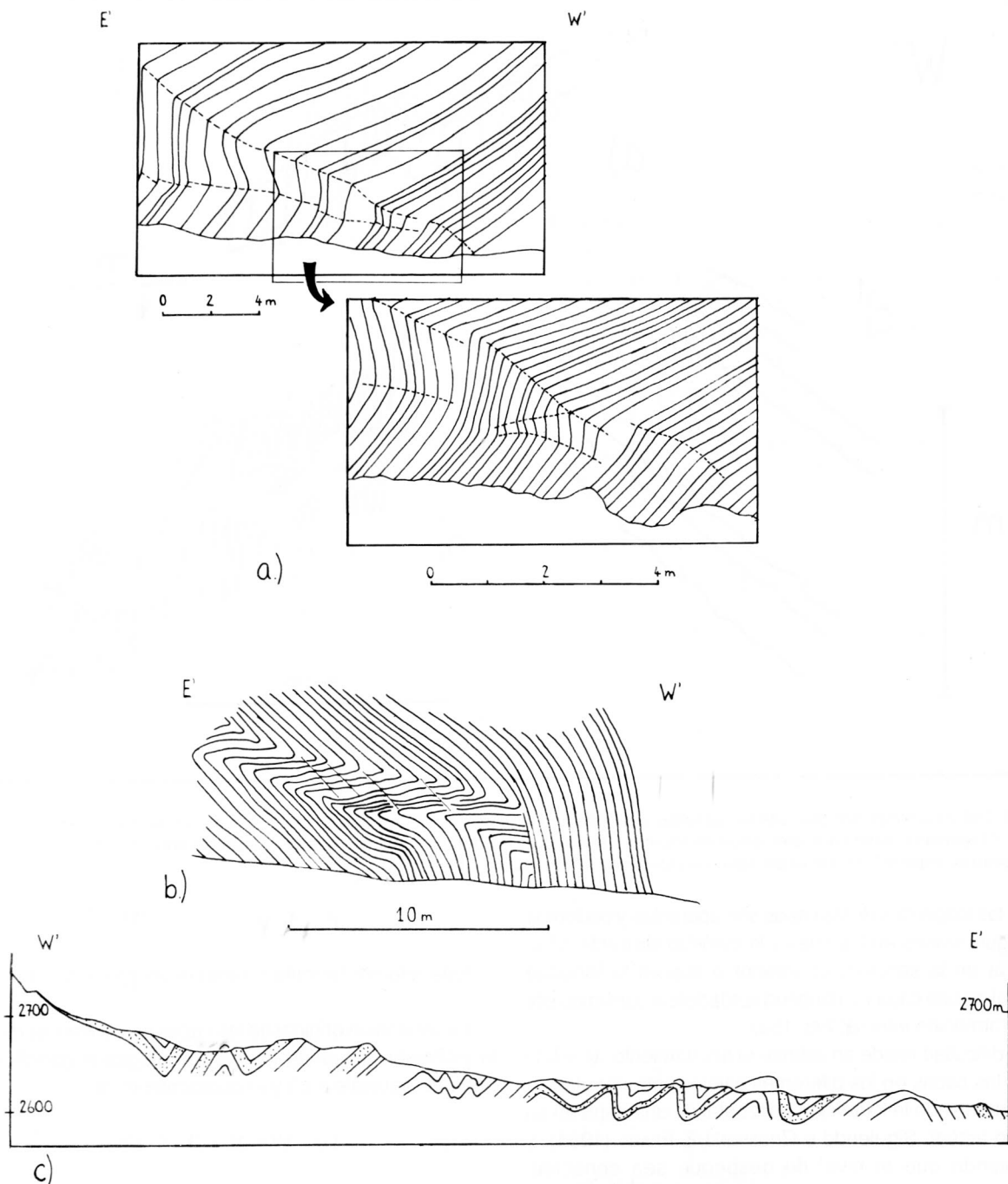


Fig. 13. Pliegues de colapso, Formación Plaeners. La situación de a) proviene del flanco oriental del Anticlinal de Cucaita e ilustra la amplificación inicial de un pliegue de colapso (afloramiento en una cantera, cerca de la carretera Sáchica - Tunja). El ejemplo de b) ilustra el aspecto de un pliegue desarrollado del flanco occidental del Anticlinal de Cucaita (carretera, al E de Samacá).
 c) Tren de pliegues en la Formación Conejo, Q. Aposentos, W de Sora.

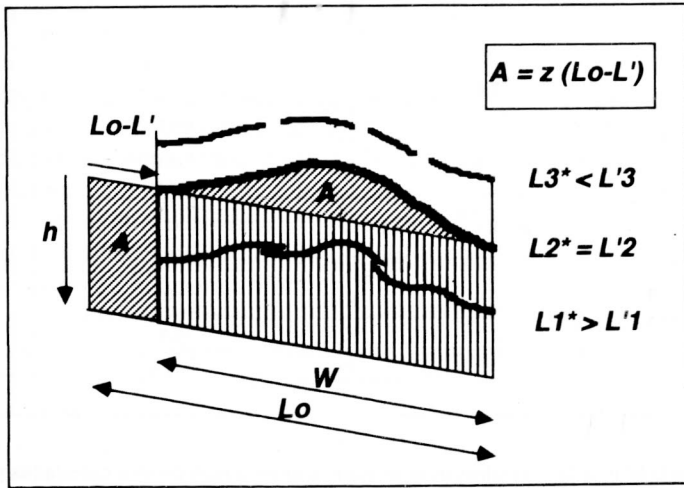
Sustituyendo (3) en (4), se obtiene:

$$e = h L^* / (Wh + A) - 1 \quad (5)$$

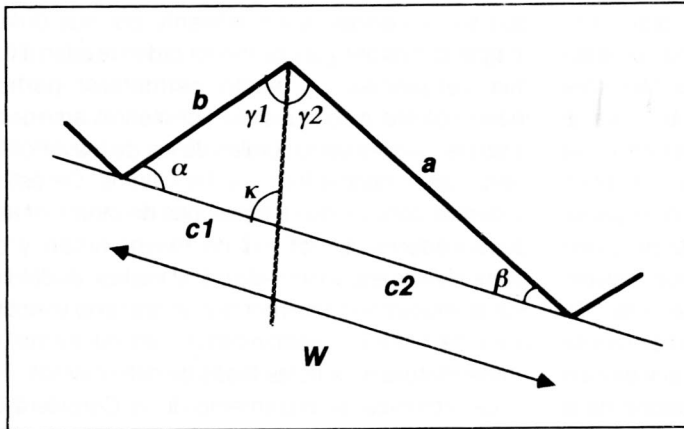
Este último valor equivale al "requisite strain" de

GROSHONG & EPARD (1994) e indica la deformación longitudinal de un nivel plegado que es necesaria para conservar el área de un pliegue.

En el siguiente modelamiento (cf. el ejemplo de la Fig.16) extrapolamos los pliegues observados en superficie hacia



a)



b)

Fig. 14. a) Modelo conceptual de deformación para dos pisos tectónicos, separados por un nivel desprovisto de deformaciones internas. - L^* : Longitud aparente de un nivel, tal como se mide en la sección; L' : longitud verdadera que está corregida por la deformación interna de una capa; L_0 : Longitud inicial de un nivel; W : longitud de onda; A : área transportada. b) Esquema explicativo de los parámetros utilizados en los cálculos de extrapolación.

un nivel de despegue, reduciendo linealmente las amplitudes hasta cero. Para cada nivel plegado calculamos, además, su respectiva deformación longitudinal para poder evaluar su compatibilidad con las deformaciones observadas.

En este procedimiento aproximamos los pliegues de las secciones geológicas (Fig. 4) por formas

triangulares (Fig. 15b). Asumimos que los planos axiales se definen por las bisectrices de los ángulos de bisagra ($\gamma_1 = \gamma_2$ en la Fig. 15b), es decir que los cambios de espesor afectan los dos flancos de un pliegue de igual manera. Para nuestras proyecciones suponemos además, que: 1) la longitud de onda W , así como las dos longitudes parciales c_1 y c_2 , se mantienen

constantes (Fig. 15b); 2) que la amplitud del pliegue se aproxima linealmente a cero al aproximarse al nivel de despegue; y 3) que el ángulo κ entre el plano axial y la base del triángulo definido por los flancos de pliegue, se aproxima linealmente a la perpendicularidad hacia el nivel de despegue. Este número considerable de suposiciones ilustra el alto grado de libertad que existe para estas extrapolaciones.

Para cada nivel plegado calculamos un área de exceso por encima de un nivel de referencia local y su longitud inicial aparente L^* . Refiriéndonos a la Fig. 15b, el área triangular de un pliegue es:

$$A = (b \cdot \text{sen } \alpha \cdot C) / 2 \quad (6)$$

Los lados a y b pueden expresarse para cada subtriángulo de la Fig. 15b por la relación de seno:

$$b = c_1 \cdot \text{sen } \kappa / \text{sen } \gamma \quad (7)$$

$$a = c_2 \cdot \text{sen } (180 - \kappa) / \text{sen } \gamma = c_2 \cdot \text{sen } \kappa / \text{sen } \gamma \quad (8)$$

Sustituyendo (7) en (6) y considerando que

$$\alpha = 180 - \kappa - \gamma,$$

podemos indicar el área de exceso de un pliegue de la siguiente forma:

$$A = \{c_1 \cdot W \cdot \text{sen } \kappa \cdot \text{sen } (\kappa + \gamma)\} / 2 \cdot \text{sen } \gamma \quad (9)$$

La longitud inicial aparente de un nivel plegado (L^*) resulta de la sumatoria de (7) y (8):

$$L^* = a + b = W \cdot \text{sen } \kappa / \text{sen } \gamma \quad (10)$$

Sustituyendo (9) y (10) en (5) y fijando valores apropiados para h y W , calculamos por fin las deformaciones longitudinales de los diferentes niveles estructurales.

La Fig.16 ilustra una aplicación de

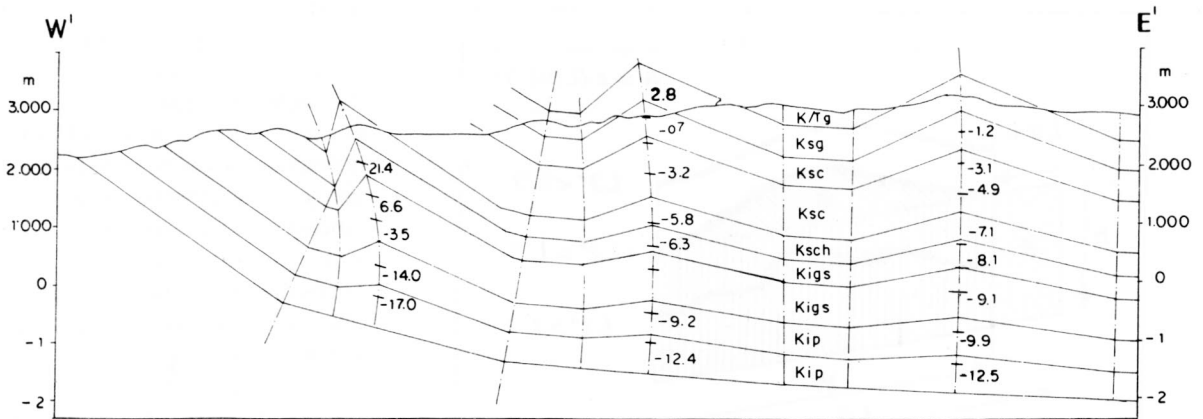


Fig. 15. Ejemplo de extrapolación para la sección B-B' (Fig. 4). Las cifras indican elongaciones longitudinales calculadas para diferentes niveles estructurales.

este procedimiento de extrapolación para la sección B-B' (Fig. 4). Los dos controles inmediatos, la forma de los pliegues en superficie y la caracterización global de las deformaciones en los diferentes niveles estructurales, permiten atribuir una cierta validez al presente modelamiento (cf. valores de extensión que se indican para los diferentes niveles plegados en los perfiles de la Fig. 4). Para el Anticlinal de Vélez, sin embargo, la extrapolación de la forma triangular, tomando como base el contacto inferior de la Formación Churuvita, conlleva a un problema de espacio, que es ocasionado por la inclinación moderada del plano axial y una subsecuente interferencia de los niveles estratigráficos superiores en el flanco occidental (Fig. 16).

Para examinar la validez de nuestras suposiciones se necesitará mejorar nuestro conocimiento sobre la variación de la longitud de onda y especialmente la variación de la amplitud en una misma estructura. En cuanto a este último parámetro, sería lógico asumir una amplificación reducida por encima de un "nivel neutro", a no ser que se considere la existencia de un cuerpo protrusivo de menor densidad en un núcleo de pliegue, como lo representaría un diapiro de sal. Un diapiro implicaría, sin embargo, migraciones de material desde los sinclinales hacia los anticlinales, por lo menos en los estados iniciales de plegamiento (WILTSCHKO & CHAPPLE 1977). Estas circunstancias impedirían aplicar la relación de CHAMBERLIN (1910) y estimar la longitud inicial de un nivel plegado. Finalmente, debería revisarse la validez de nuestra hipótesis, según la cual el plano axial asume una orientación perpendicular al nivel de despegue. Esta suposición ha sido inspirada por las relaciones geométricas del núcleo de pliegue de la Fig. 13a, pero no corresponde con las observaciones de campo, según las cuales el clivaje cerca del contacto cobertera - basamento siempre se verticaliza, sin adquerir realmente una perpendicularidad frente a la estratificación.

5. DISCUSION

En este trabajo establecemos tres categorías de pliegues que se diferencian esencialmente por sus órdenes de magnitud. Los pliegues de menor orden revelan a través de sus vergencias un estilo estructural particular e independiente, pero muestran, por intensificarse de acuerdo a las pendientes estructurales de los de mayor orden, una cierta dependencia frente a los últimos. De este modo, podemos concluir que los pliegues de menor orden están desencadenados por los de mayor orden y que los plegamientos equivalen cada uno a una fase de deformación. Por la imposibilidad de precisar un contexto temporal en el área de estudio, prescindimos aún de formalizar una nomenclatura para estas fases de deformación.

La tectónica de basamento de la Cordillera Oriental exhibe en su segmento arqueado entre Tunja y Bucaramanga una vergencia uniforme hacia el E. Las fallas mayores limitan sin excepción flancos de anticlinales de primer orden y tienen un carácter intermitente, por el relevo longitudinal de sectores fallados por sectores plegados. Estas relaciones apuntan hacia inclinaciones de alto ángulo, como ha sido demostrado para la Falla de Soapaga (KAMMER 1996). Un ejemplo de una de estas transiciones estructurales se presenta al N del área de estudio, al E de Sotaquirá, con la aparición de la Falla de Boyacá. A esta altura pliegues de segundo orden no interfieren con las estructuras de primer orden, lo que sugiere un cierto traslape en la duración de las dos fases de deformación. En esta área, proviniendo del Sinclinal de Los Medios, se encuentran amonitas deformadas con elipticidades de alrededor de 1.3 (DÍAZ & SOTELO 1995). Elípticas parecidas se midieron en la terminación periclinal del Anticlinal de Arcabuco y atestiguan de una deformación compresiva moderada, pero bastante homogénea, que afecta el basamento.

Esta deformación interna del basamento presentaría

una situación atípica para una tectónica de escamación delgada, ya que en un caso límite, el acortamiento interno del basamento podría equivaler a la deformación absorbida por el plegamiento de la cobertera, descartándose del todo un despegue entre basamento y cobertera. A través de la aplicación de las ecuaciones (9) y (1) es fácil estimar acortamientos para el flanco occidental del Sinclinal de Tunja. Los valores de acortamiento para las cuatro secciones de la Fig. 4, ordenados según su magnitud, son: 1225 m o una elongación de -6% para el perfil C-C', 1325 m o -6% para el perfil B-B', 1350 m o -8% para el perfil A-A' y, finalmente, 1500 m o -8% para el perfil D-D'. Asumiendo una deformación plana, dichos acortamientos implican elipticidades de alrededor de 1.3, valor que se compara precisamente con las elipticidades de las amonitas antes mencionadas.

El desconocimiento de los posibles mecanismos de deformación en el basamento dificulta también la interpretación correcta de los pliegues de segundo orden. La intensificación de deformación de estos pliegues por encima de los contactos basamento - cobertera de mayores inclinaciones es obvia y favorece, por lo menos como mecanismo parcial, un deslizamiento gravitacional de la cobertera. Para producirse despegues deberían existir acortamientos diferenciales entre basamento y cobertera que, en el caso más sencillo, podrían resultar de zonas discretas de mayor deformación en el basamento (por ejemplo en los flancos inclinados de los anticlinales de primer orden) y una repartición o transferencia de este acortamiento local a través de gran parte de la cobertera del Sinclinal de Tunja. Esta hipótesis considera, entonces, un despegue menor o parcial a través de esta transferencia de deformaciones.

De otra parte, y asumiendo otra vez que las deformaciones se concentran en los flancos inclinados de los anticlinales de primer orden, podríamos descartar del todo la existencia de despegues y postular un acortamiento homogéneo entre basamento y el piso tectónico inferior de la cobertera. En este caso los pliegues de los niveles estructurales superiores son por su geometría afines a pliegues de despegue, pero se desarrollarían como respuesta inmediata al acortamiento de su sustrato y son la expresión de una deformación autóctona. Trabajos futuros se encaminarán a examinar estas dos hipótesis y su importancia relativa en el origen del plegamiento de segundo orden. El énfasis será puesto en un análisis de la deformación del basamento y en la identificación de posibles mecanismos de deformación. En la cobertera este análisis será facilitado por la búsqueda de zonas de desgarre que, al indicar movimientos diferenciales entre compartimientos contiguos, establecerán la aloctonía de por lo menos uno de los compartimientos.

Los pliegues de tercer orden representan los fenómenos de colapso descritos en detalle por JULIVERT (1961; 1962;

1963) en los flancos de mayor inclinación de los anticlinales que rodean y subdividen la Sabana de Bogotá. Su identificación es poco problemática en donde se presentan en trenes o "cascadas" de poca amplitud, especialmente si sus vergencias no concuerdan con las de los pliegues de segundo orden. Pliegues solitarios, tal como se presentan en los perfiles B-B' y C-C' de la Fig. 4, son más ambiguos en cuanto a su correlación con una de las dos categorías descritas y en estos ejemplos se debería analizar, como criterio adicional, su extensión longitudinal. En el caso del pliegue *m-n-o* de la Fig. 5b, las condiciones excelentes de exposición permiten reconocer un plano axial arqueado y muy variable en cuanto a su inclinación. La identificación de estos pliegues ayuda a discriminar entre datos estructurales locales y regionales que se prestan para extrapolaciones por el método "kink", por ejemplo.

6. CONCLUSIONES

1. Este estudio establece tres órdenes de pliegues, que se diferencian cada uno por un determinado orden de magnitud y un propio estilo estructural. Los pliegues de primer orden involucran el basamento pre-cretácico y exhiben dimensiones axiales de más de 100 km. En el sector Tunja - Bucaramanga se caracterizan por vergencias hacia el E. Los pliegues de segundo orden se limitan a trenes de pliegue de unas decenas de km y muestran, en el caso del Sinclinal de Tunja, vergencias en contra de las pendientes estructurales de las estructuras de primer orden. Los pliegues de tercer orden, finalmente, representan estructuras de colapso erosivo y gravitacional: se forman solamente en estratos que han sido erosionados a través de los anticlinales de mayor orden, y muestran vergencias en dirección de las pendientes estructurales.

2. Los pliegues de segundo orden se ajustan a un modelo geométrico que se basa en dos pisos tectónicos: El inferior está afectado por una deformación compresiva y homogénea, y sólo subordinadamente por pliegues redondos. En el superior se invierten estas relaciones: Los pliegues adquieren amplitudes mayores y se vuelven angulares, mientras que las deformaciones se reducen en su magnitud y se caracterizan, de acuerdo a sus posiciones estructurales, por extensiones en los anticlinales y compresiones en los sinclinales. Con estas relaciones es factible que los pliegues del piso superior se amplifiquen en respuesta a una compresión homogénea del sustrato. No es claro si el contacto entre el basamento y la cobertera representa un nivel de despegue.

3. Pliegues abiertos de segundo orden se caracterizan por secciones triangulares. En pliegues cerrados los planos axiales representan por lo regular zonas locales de mayor

deformación, descartándose así amplificaciones “auto-similares”, que involucran migraciones de planos axiales y que caracterizan los pliegues por flexión y por propagación de falla. El proceso de amplificación se hace, más bien, por la rotación de flancos de una determinada longitud y tiene, de esta manera, una cierta afinidad con un plegamiento de tipo “buckling”.

4. El modelamiento propuesto para los pliegues de segundo orden se basa en los dos pisos tectónicos antes mencionados y considera, como rasgo fundamental, deformaciones longitudinales en los diferentes niveles estructurales. La extrapolación de estos pliegues hacia un supuesto nivel de despegue plano (o afectado solamente por los pliegues de primer orden) en el contacto de basamento y cobertera se efectuó por una disminución lineal de la amplitud y el aumento gradual del ángulo que define la inclinación del plano axial con respecto a este nivel de referencia. Con este procedimiento se obtuvieron acortamientos longitudinales coherentes, que se asimilan bastante bien a las deformaciones observadas.

AGRADECIMIENTOS

Los trabajos de campo son el fruto de varias salidas al terreno con colegas y estudiantes de diferentes cursos. Agradezco particularmente a J. Mojica por su introducción a la geología de la región de Villa de Leiva y a J. Cabrera por su ayuda en el campo. El levantamiento metódico de las estructuras en la carretera Sáchica - Puente Samacá de R. Aguilera y E. López (1995) fue de gran ayuda y motivó esta revisión estructural. Los datos estructurales se evaluaron con la ayuda del programa STERIONET de R.W. Allmendinger.

Este trabajo es un aporte al proyecto “Estilos Estructurales y Mecanismos de Levantamiento de la Cordillera Oriental”, auspiciado por el CINDEC (Universidad Nacional) y COLCIENCIAS.

REFERENCIAS CITADAS

- AGUILERA, R.C. & LOPEZ, E. (1995): Modelo geométrico - estructural de la sección geológica aflorante en la vía Sáchica - Puente Sámaca, Sureste de Villa de Leiva, Boyacá.- Revista Facies Colombia, Universidad Nacional de Colombia, Departamento de Geociencias, Bogotá.
- BALAGUERA, P. A. & VILLOBO, R. H. (1979): Geología del Grupo Guadalupe en la región de Siachoque, Boyacá, Ramiriquí, Ciénaga (Trabajo de Grado).- Universidad Nacional de Colombia, Departamento de Geociencias, Bogotá.
- CHAMBERLIN, R.T. (1910): The Appalachian folds of central Pennsylvania.- *Journal of Geology* 18, 228-251.
- DAHLSTROM, C.D.A. (1970): Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains.- *Bulletin Canadian Society of Petroleum Geology*, 18, 332-406.
- DAVIS, D., SUPPE, J & DAHLEN, F.A. (1983): Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges.- *Journal of Geophysical Research* 88, 1153-1172.
- DIÁZ, J.M. & SOTELLO, C.I. (1995): Análisis estructural de la Falla de Boyacá al W de los municipios de Paipa - Duitama (Trabajo de Grado).- Universidad Nacional de Colombia, Departamento de Geociencias, Bogotá.
- ETAYO SERNA, F. (1968): El sistema cretácico en la región de Villa de Leiva y zonas próximas.- *Geología Colombiana* 5, 5-74.
- GROSHONG, R.H. & EPARD, J.L. (1994): The role of strain in area-constant detachment folding.- *Journal of Structural Geology* 16/5, 613-618.
- GWINN, V.E. (1964): Thin-skinned tectonics in the Plateau and northwestern Valley and Ridge provinces of the Central Appalachians.- *Geological Society of America Bulletin* 69, 863-900.
- HARRISON, J.V. & FALCON, N.L. (1936): Gravity collapse structures and mountain ranges, as exemplified in southwestern Iran.- *Geological Society of London Quarterly Journal* 92, 91-102.
- HOMZA, T.X. & WALLACE, W.K. (1995): Geometric and kinematic models for detachment folds with fixed and variable detachment depths.- *Journal of Structural Geology* 17, 575-588.
- JULIVERT, M. (1961): El papel de la gravedad y de la erosión en las estructuras del borde oriental de la Sabana de Bogotá.- *Boletín de Geología, Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga*, no.8, 5-20.
- ____ (1962): La estratigrafía de la Formación Guadalupe y las estructuras por gravedad en la Serranía de Chía (Sabana de Bogotá).- *Boletín de Geología, Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga*, no.11, 5-21.
- ____ (1963): Los rasgos tectónicos de la región de la Sabana de Bogotá y los mecanismos de formación de las estructuras.- *Boletín de Geología, Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga*, no.13-14, 1-104.
- ____ (1970): Cover and basement tectonics in the Cordillera Oriental of Colombia, South America, and a comparison with some other folded chains.- *Geological Society of America Bulletin* 81, 3623-3646.
- KAMMER, A. & MOJICA, J. (1996): Una comparación de la tectónica de basamento de las Cordilleras Central y Oriental.- *Geología Colombiana* No. 20, 93-106.
- KAMMER, A. (1996): Estructuras y deformaciones del borde oriental del Macizo de Floresta.- *Geología Colombiana* 21, 65-80.
- MITCHELL, M.M. & WOODWARD, N.B. (1988): Kink detachment fold in the southwest Montana fold and thrust belt.- *Geology* 16, 162-165.
- NARR, W. & SUPPE, J. (1994): Kinematics of basement-involved structures.- *American Journal of Science* 294, 802-860.
- POBLET, J. & McCLAY, K. (1996): Geometry and kinematics of single-layer detachment folds.- *AAPG Bulletin* 80, 1085-1109.
- RAMSAY, J.G. (1967): Folding and fracturing of rocks.- McGraw-Hill, N.Y.

- RAMSAY, J.G. and HUBER, M.I. (1987): The techniques of modern structural geology. Vol.2: Folds and fractures.- Academic Press, London.
- RAMSAY, J.G. (1992): Some geometric problems of ramp-flat thrust models.- *In*: K.R. McClay, ed., Thrust Tectonics, Chapman & Hall, London, 191-200.
- STEARNS, D.W., (1978): Faulting and folding in the Rocky Mountains foreland.- *In* V. Matthews, III (ed.), Laramide folding associated with basement block faulting in the Western U.S., Memoirs Geological Society of America 151.
- SUPPE, J. (1985): Principles of Structural Geology.- Englewood Cliffs, Prentice-Hall, 537p.
- TANNER, P.W.G. (1992): The duplex model: Implications from a study of flexural-slip duplexes.- *In*: K.R. McClay, ed., Thrust Tectonics, Chapman & Hall, London, 201-208.
- ULLOA, C. & RODRIGUEZ, E. (1991): Mapa geológico, Plancha 190 Chiquinquirá (1:100.000).- INGEOMINAS, Memoria, 26p, Bogotá.
- WILTSCHKO, D.V. & CHAPPLE, W.M. (1977): Flow of weak rocks in Appalachian plateau folds.- AAPG Bulletin 61/5, 653-670.

Manuscrito recibido, Julio de 1997