



Comparación de los Estilos Estructurales en la Sección entre Bogotá y los Farallones de Medina, Cordillera Oriental de Colombia.

ANDRES MORA
ANDREAS KAMMER

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

MORA, A. & KAMMER, A. (1999): Comparación de los Estilos Estructurales en la Sección entre Bogotá y los Farallones de Medina, Cordillera Oriental de Colombia.- GEOLOGIA COLOMBIANA, 24, pgs. 55-82 , 20 Figs., 4 Tablas, Santafé de Bogotá.

RESUMEN

En la región entre Bogotá y los Farallones de Medina se presenta un marcado contraste de estilos estructurales entre dos frentes de deformación de vergencias opuestas. Al E existe un alto asimétrico de basamento con vergencia oriental -el Domo de Chingaza- levantado a través de una falla de alto ángulo -la Falla de San Juanito- que se originó durante el Jura-Cretáceo y que se reactivó en el Terciario. El Domo de Chingaza se caracteriza por presentar plegamientos suaves asociados a un marcado clivaje transversal que buza al W y según cálculos puntuales produce un acortamiento mínimo del 41%. Esta deformación caracteriza las principales elevaciones estructurales del Flanco Oriental de la Cordillera y se atenúa en las depresiones adyacentes. Al demostrarse una deformación homogénea del basamento y la cobertera en el alto estructural de Chingaza, se descarta un despegue de ésta última originado en los niveles dúctiles basales de lodolitas que la conforman. En el otro extremo, el cinturón plegado del valle del río Teusacá, en cambio, se caracteriza por un plegamiento en rocas del Cretáceo y Terciario donde las estructuras poseen la máxima amplitud y frecuencia de toda la región de trabajo. La presencia de estructuras con un flanco occidental muy inclinado, vertical o invertido demuestra un transporte tectónico hacia el W. Un mecanismo de deformación que ya no implica foliación tectónica sino plegamiento flexural hace que sea viable el calcular acortamientos en esta región mediante un balanceo de líneas. El valor promedio obtenido es del 17%. En esta área la geometría del plegamiento permite proponer a estos pliegues como estructuras de despegue en un modelo de plegamiento en dos pisos. Entre las dos áreas existe el cinturón plegado del Río Blanco, una región de transición en cuanto a su estilo tectónico. En el modelo que se propone, el despegue de la cobertera en la depresión occidental ocurre como compensación al levantamiento y acortamiento homogéneo del basamento y la cobertera en el alto estructural oriental y como consecuencia de un deslizamiento por gravedad.

Palabras Clave: Macizo de Quetame, Cordillera Oriental de Colombia, Deformación penetrativa del basamento, pliegues por despegue de la cobertera.

ABSTRACT

Between the Bogotá area and the Farallones range there is a marked contrast between two structural styles of an opposed vergence. To the east, a distinct marginal high, referred to as Chingaza dome, displays by its asymmetry and its faulted eastern flank an eastern vergence. Open second-order folds, associated to an axial plane cleavage, affect this dome. Ptygmatic folds yield local shortening values of 40% along this structural high, but decrease notably toward the adjacent structural depressions. Deformation affects both basement and cover rocks and precludes, by its homogeneous nature, a detachment within the lower Cretaceous shales. On the western extreme of our study region, the anticlines around the Teusacá River display significant amplitudes and steeply inclined to inverted western flanks. Folding occurred by flexural slip and a layer parallel strain is here completely absent. The line-length balancing of these frontal folds yields shortening values of 17%. The geometric properties of these folds require two detachment horizons. Between these two opposed areas, the Rio Blanco region is affected by an intermediate structural style. Folding of the frontal parts of this fold belt is viewed as a consequence of an uplift and a homogeneous shortening of the Chingaza dome, which prompted a partial detachment of the Cretaceous cover and its gravity-driven displacement toward the structural depression of the Savannah of Bogotá.

Key Words: Quetame Massif, Eastern Cordillera of Colombia, Penetrative deformation of the basement, detachment folds of the cover.

1. INTRODUCCION

Entre los problemas básicos en el análisis de una cadena plegada se incluye el determinar si las rocas exhiben o no características diagnósticas de que han sido sometidas a varias fases orogénicas. Una vez se ha establecido esto, se puede examinar la fase que ha determinado su configuración tectónica actual. En ese aspecto es muy importante caracterizar y delimitar pisos estructurales, definir vergencias a nivel de la cadena y calcular el acortamiento que se ha producido durante la deformación.

Un problema fundamental común en muchos orógenos y planteado desde los trabajos clásicos de CAREY (1962) y DE SITTER (1963) está en discriminar cuándo la deformación de los materiales que los componen afecta tanto al basamento cristalino como a la cobertera sedimentaria -teniéndose por tanto un acortamiento cortical que es realmente significativo en el contexto global de la tectónica de la cadena- o más bien, por el contrario, se trata de una tectónica epidérmica de cobertera, donde un nivel de despegue la separa del sustrato antiguo y cuyo acortamiento es irrelevante a escala cortical.

En cuanto a este punto conviene decir que en la Cordillera Oriental de Colombia algunos de los estudios estructurales regionales (COLLETA *et al* 1990; DENG & COVEY 1993; COOPER *et al.* 1995) se han centrado en zonas con importancia en la prospección de hidrocarburos, que en general exhiben una tectónica epidérmica, cuyas características fundamentales se asumen como válidas para toda la Cordillera. En estos trabajos no se tiene en cuenta que las zonas con basamento expuesto dan claves mucho más importantes a nivel cortical en cuanto al estilo tectónico, pues implican pisos estructurales más profundos y espesores de roca mucho mayores.

En cuanto a los pliegues formados en la cobertera cretácica y terciaria del interior de la Cordillera, se ha propuesto que pueden ser originados en un acortamiento a nivel del basamento (JULIVERT 1970) o bien que éste no está implicado en el plegamiento. Dentro del segundo punto de vista existe la tendencia a proponer que se trata de estructuras correspondientes con los modelos de pliegues por flexión de falla, pliegues por propagación de falla (DENG & COVEY 1993) y pliegues ligados a un horizonte de despegue (KAMMER & MOJICA 1995; KAMMER 1997). Sin embargo la dificultad principal que tiene el aplicar cualquier modelo de escamación delgada en la Cordillera Oriental, radica en que no existe un contraste ideal entre un basamento cristalino frágil y poco susceptible a plegarse y una cobertera sedimentaria con propiedades mecánicas muy distintas, separados entre sí por un horizonte dúctil de desliza-

miento, como en el caso de las evaporitas del Triásico de los Montes Jura (LAUBSCHER 1977). Más aún, teniendo en cuenta las relaciones estructurales observadas por ejemplo en el Macizo de Quetame, se podrían concluir hasta comportamientos opuestos: Aquí un basamento predominantemente filitoso está afectado por un clivaje penetrativo, mientras que las unidades arenosas de la cobertera cretácea carecen de deformación penetrativa.

Al estudiarse la sección entre Bogotá y los Farallones de Medina se pretendió plantear nuevos elementos de discusión en torno a los problemas citados, mediante un análisis estructural, sobre la base principal del mapa geológico de MORA (1999) y de otros datos nuevos aportados por los autores.

2. CONTEXTO GEOLOGICO-ESTRUCTURAL

En la latitud del Macizo de Quetame, la Cordillera Oriental se caracteriza por su asimetría estructural que le confiere a esta cadena una vergencia característica al E (Fig. 1). Lo anterior se expresa por el hecho de que las rocas del basamento metamórfico andino y del Paleozoico superior en el flanco oriental están expuestas en las zonas externas contra la Cuenca de los Llanos, principalmente en una serie de altos o domos con dirección general paralela al rumbo estructural de la cordillera, mientras que, por contraste, en el límite occidental contra el Valle del Magdalena, afloran rocas del Paleógeno en grandes depresiones estructurales como el Sinclinal de Jerusalén.

Los domos del flanco oriental, que definen la culminación estructural de la Cordillera, muestran una asimetría variable, la que en un caso extremo está dada por la presencia de una falla inversa en su borde oriental y que levanta un antiforme del bloque occidental. Un ejemplo de tal situación se tiene en el Domo de Chingaza, que además de exponer el basamento metamórfico, no en su núcleo, sino en su flanco oriental, está limitado al E por la Falla de San Juanito. La estructura existente en el bloque oriental de esta falla es un monoclinal de buzamiento al W, formado por rocas del Cretáceo Inferior, que se ha denominado Monoclinal de los Farallones.

Los otros altos estructurales son el que se encuentra en la región del embalse del Guavio, al NE del anterior, y el Anticlinal de Guayabetal. Este último, cuyo rumbo estructural N-S es oblicuo al de la Cordillera, se ubica al S del Domo de Chingaza y está separado de él por una depresión estructural longitudinal en la región del Río Santa Bárbara (Fig. 2).

Al Occidente de estas culminaciones estructurales está

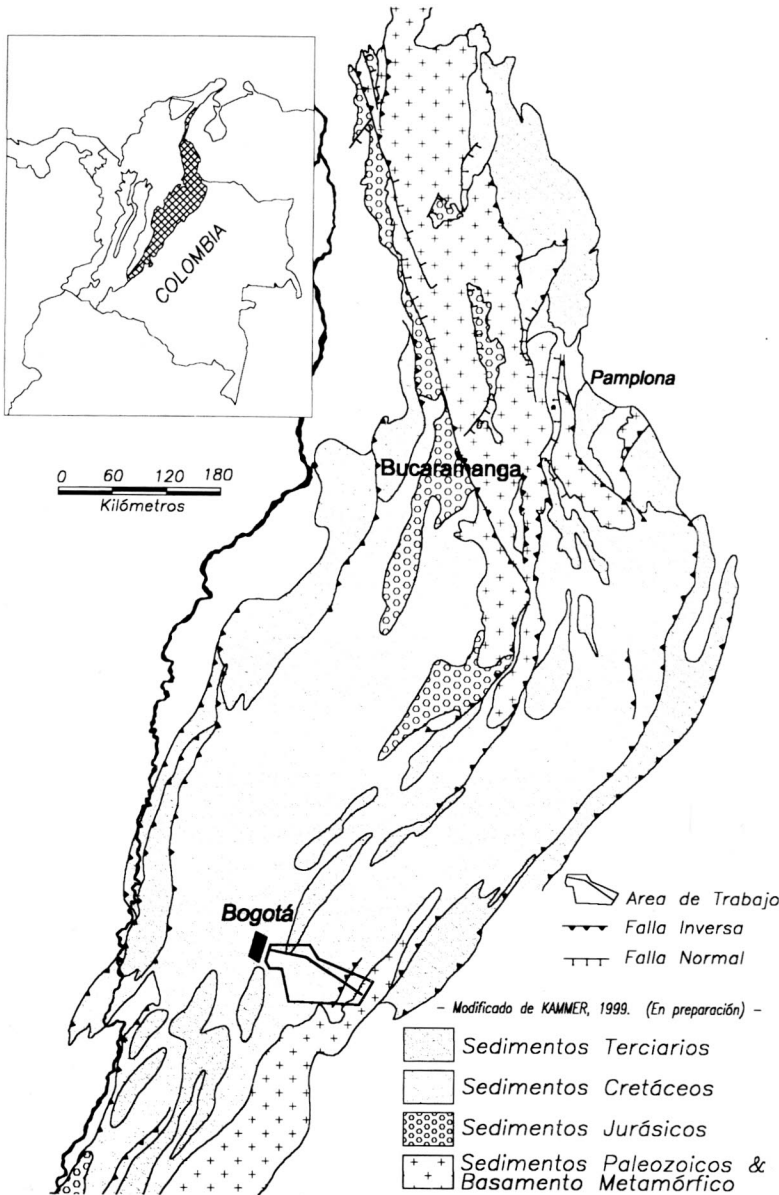


Fig. 1. Mapa geológico generalizado de la Cordillera Oriental donde se observa la ubicación del área de trabajo.

el cinturón plegado de Bogotá, donde se encuentran rocas del Cretáceo y Terciario en estructuras como los Anticlinales de Río Blanco y de Bogotá (Fig. 2) o los Sinclinales de Siecha-Sisga y de Checua. Las estructuras poseen una cierta continuidad en trenes regularmente espaciados y con amplitudes más o menos constantes. En este escenario los anticlinales son más estrechos y están separados por sinclinales amplios con fondos planos,

ambos con ejes de pliegues de dirección dominante NE-SW (McLAUGHLIN & ARCE 1975; KAMMER & MOJICA 1996).

La región donde se llevó a cabo este estudio se delimita en la Fig. 3, donde se evidencian dos áreas, cuyos estilos estructurales muestran rasgos contrastantes. Así, la región oriental del Domo de Chingaza y la Falla de San Juanito, como un bloque de basamento escasamente cubierto por

sedimentos del Cretáceo Inferior, se distingue de la región occidental del Río Teusacá, pues en ésta última yacen incluso sedimentos del Eoceno temprano con una tectónica de pliegues de gran amplitud formados en una espesa cobertera. En medio de las dos regiones se ubica la del Valle del Río Blanco, una zona de transición que posee características comunes con ambas áreas.

3. ESTILO ESTRUCTURAL DE LA REGION DE CHINGAZA Y LOS FARALLONES DE MEDINA

3.1 Configuración general

El Domo de Chingaza tiene su expresión en el mapa geológico (Fig. 5) por los cierres periclinales amplios que describen las rocas del Cretáceo basal tanto en su extremo norte, hacia la región de la Laguna de Chingaza y el Río La Playa, como en su extremo sur, en el valle del Río Santa Bárbara. Pero mientras que al Norte -en la región del embalse de Chuza- da lugar a un monoclinal que buza al W, al S define una terminación periclinal con buzamiento abrupto hacia la depresión longitudinal del Río Santa Barbara.

Por otro lado la Falla de San Juanito -una falla inversa con buzamiento al W- separa el bloque descrito, con su tendencia de altos estructurales y depresiones, ubicado al W de la misma, del llamado Monoclinal de Farallones. Esta estructura, de rumbo aproximado N35°E, a diferencia del caso anterior, mantiene un buzamiento al NW muy constante, formando pendientes estructurales de orientación uniforme desde la región del Río Murca, al N, hasta desaparecer en la depresión longitudinal del Río Santa Barbara. El Monoclinal, cuyo rumbo estructural coincide también con la dirección de la Serranía de los Farallones, está constituido por las unidades basales del Grupo Cáqueza

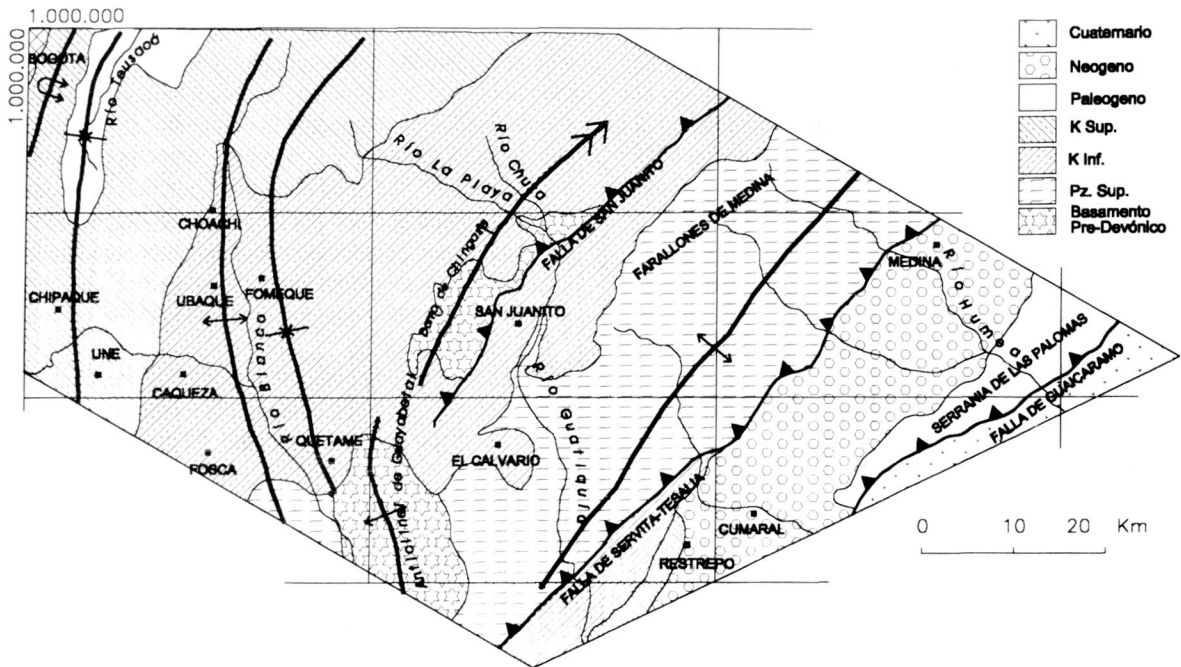


Fig. 2. Compilación geológica regional del oriente de Cundinamarca.

en discordancia sobre los sedimentos del Grupo Farallones.

3.2 La Falla de San Juanito como límite tectónico durante el Jura-Cretáceo

En la Falla de San Juanito se tiene el ejemplo de un accidente ancestral, cuya actividad data del Jura-Cretáceo, que prefiguró las estructuras actuales del área, al reactivarse durante la orogenia andina. Como paleofalla definió un alto estructural en el bloque occidental, donde el basamento metamórfico predevoniano yace bajo los sedimentos basales del Mesozoico, contrastando con el bloque oriental cuyo registro incluye todo el llamado Grupo Farallones, del Paleozoico Superior, bajo los sedimentos inferiores del Mesozoico. El hecho de que el Grupo Farallones debió haberse depositado en el bloque occidental, pero desapareció por erosión anterior a la depositación de los sedimentos basales del Mesozoico, se comprueba por su existencia más al W (Fig. 7) y porque el conglomerado basal de las Capas de la Laguna de Chingaza contiene clastos de cuarzo-arenitas y otras rocas sedimentarias que corresponderían al Paleozoico Superior.

La presencia de un paleo-relieve Eo-Cretácico en el bloque occidental, asociado a una falla ancestral, se demuestra a su vez porque los sedimentos basales del Mesozoico en el bloque oriental son megabrechas de poca

continuidad lateral que faltan en el bloque occidental y que contienen clastos de rocas metamórficas que deben provenir de este último bloque, ya que en la región de los Farallones más al E, están cubiertas por sedimentos paleozoicos. La situación antes descrita se resume en la Fig. 7.

Las relaciones geométricas del sustrato pre-mesozoico con los sedimentos posteriores en el bloque occidental muestran unas relaciones de discordancia fuertemente angular sólo en cercanías de la Falla de San Juanito las que se dedujeron en los cortes de la Fig. 6 y se resumen en la Fig. 8, de manera que el nivel de erosión fosilizado por la discordancia desciende desde la parte superior del Grupo Quetame -a unos 5 km al oriente de la falla- hasta los horizontes más inferiores de la misma unidad expuestos en Chingaza, justo al lado de la falla. Lo anterior implica un espesor de roca erosionado de más de 3000 metros entre ambos puntos, como se ve en la Fig. 6. De esa forma la culminación del paleorelieve estaba cerca de la falla ancestral y por tanto la misma paleo-falla debió condicionar la presencia de una fuerte angularidad entre el sustrato predevónico y los sedimentos cretácicos (Fig. 8). En la Fig. 8 se propone que la paleofalla era normal con un buzamiento alto de acuerdo con un contexto regional de tectónica distensiva en el Jurásico terminal (MOJICA & KAMMER 1995) y el Neocomiano (DENGO & COVEY 1993; FABRE 1983).

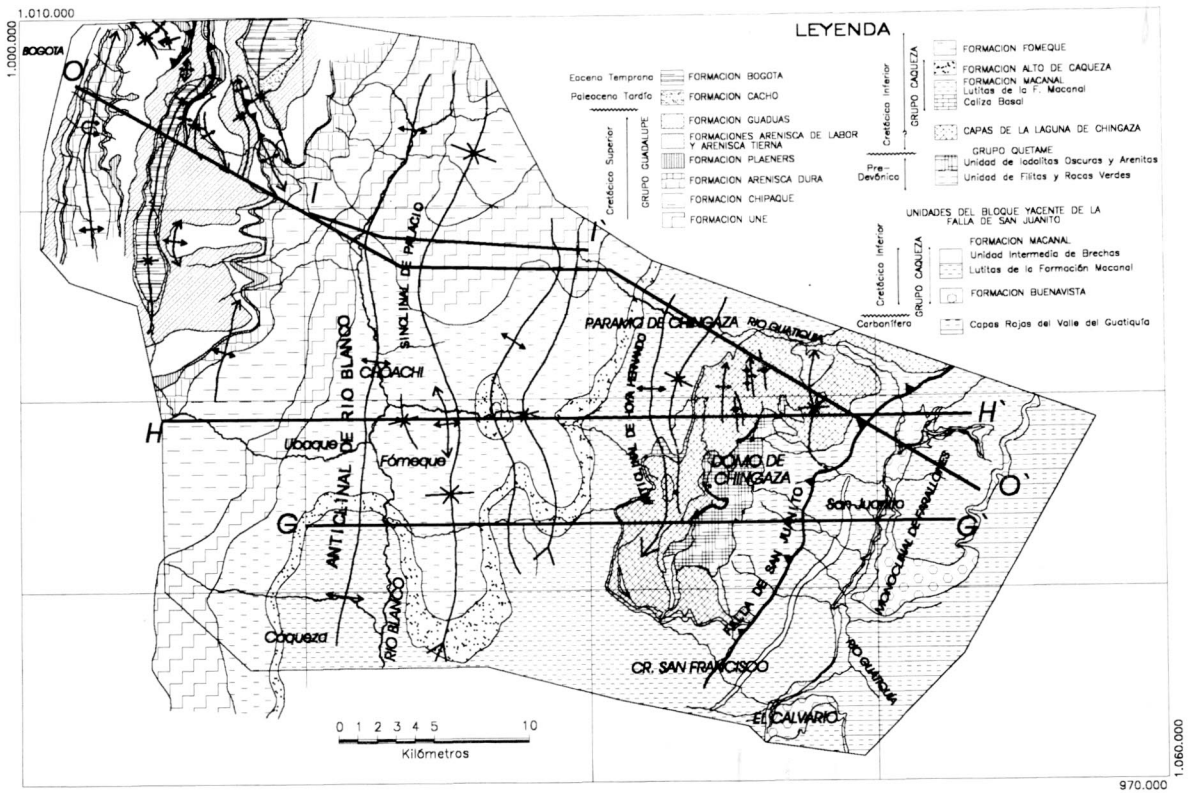


Fig. 3. Mapa geológico estructural del área de trabajo.

3.3 El Domo de Chingaza la Falla de San Juanito y el Monoclinial de Farallones

A partir de las compilaciones de mapas estructurales y perfiles (Figs. 5, 6, 9, 10) se puede describir el Domo de Chingaza como un anticlinorio al N, con pliegues abiertos pero de longitudes de onda cortas y de poca continuidad, que poseen un cabeceo global de 12° hacia el N. Como se ve en la Fig. 6 el plegamiento afecta tanto a las rocas del Cretáceo como a su sustrato predevónico. Al E del enjambre de pliegues de la terminación periclinal, el Sinclinal de San José, fuera del Domo de Chingaza, muestra un cabeceo opuesto de 15° hacia el SW (Figs. 9 y 10).

Por contraste, la terminación al S exhibe una configuración mucho más simple (Figs. 5, 6, 9, 10), en la que el Domo, que en esta región no muestra mayores plegamientos (Ver perfiles A-A', B-B' y C-C' en la Fig. 6), pierde rápidamente elevación absoluta hacia la depresión longitudinal del Río Santa Barbara. En esta región el cabeceo axial es mucho mayor, alcanzando 37°.

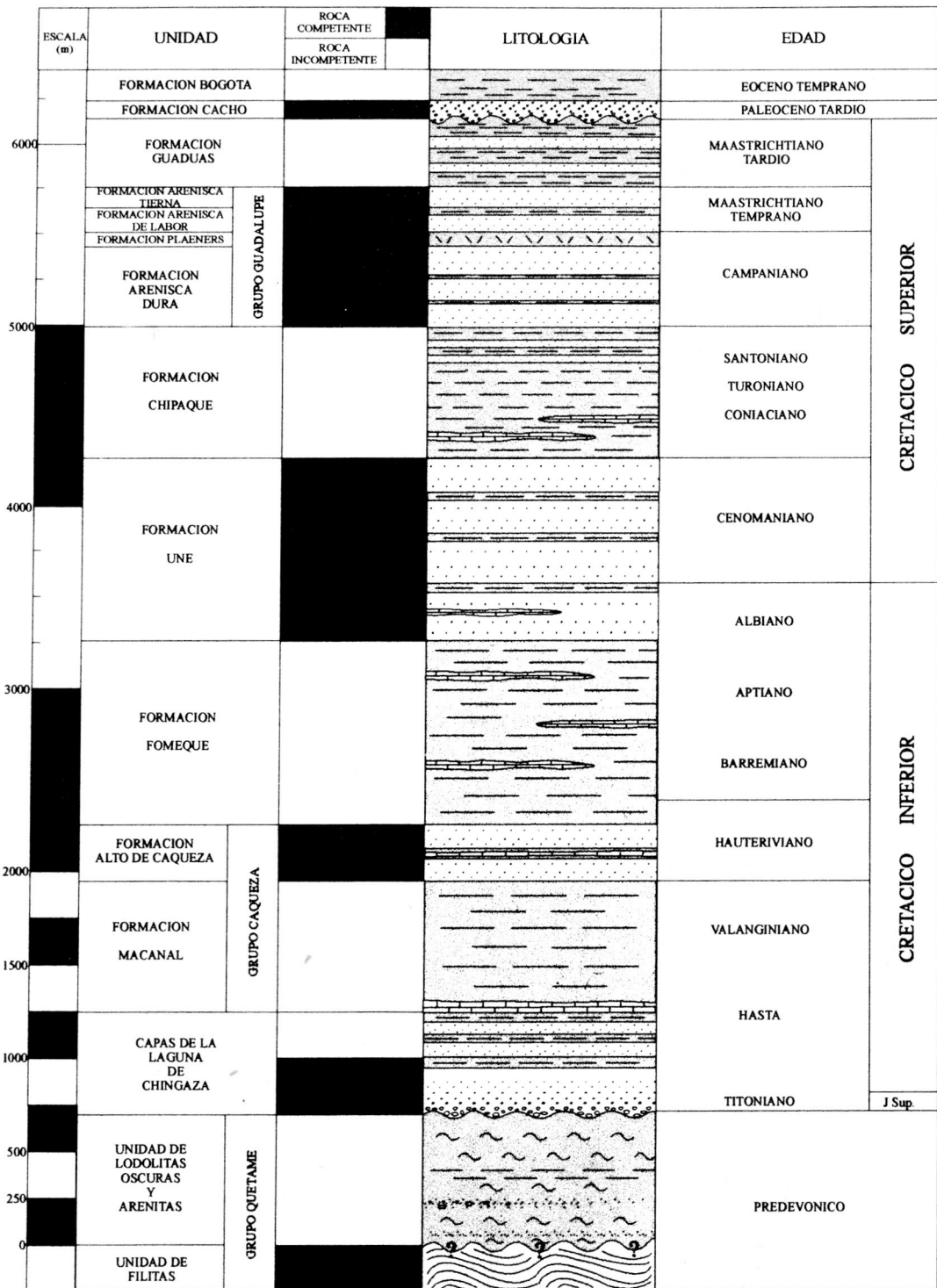
Los mapas estructurales (Figs. 9 y 10) permiten esta-

blecer culminaciones secundarias del domo, o puntos donde las tendencias de cabeceo cambian. La más septentrional de ellas está cerca de una falla normal de trazo corto, separando el dominio de la terminación periclinal con cabeceo al N de una región con escaso o nulo cabeceo al S. La segunda se ubica en la región de Hoya Hernando y separa la terminación periclinal con cabeceo al S de una región con escaso cabeceo al N, el cual tiene expresión en los cierres del Anticlinial de Hoya Hernando y el Sinclinal del Arnical.

A diferencia del Domo de Chingaza, el Monoclinial de Farallones exhibe pendientes estructurales con un rumbo uniforme pero cuyo buzamiento es más fuerte cuanto más cerca se halla de la Falla de San Juanito.

Las relaciones expuestas indican que cuando el Domo de Chingaza pierde elevación absoluta, esto es, cuando cabecea, la Falla de San Juanito atenúa su desplazamiento de componente vertical. De esa forma, al sur, en la región del corregimiento de San Francisco (Fig. 5) la Falla de San Juanito desaparece cuando la discordancia entre el Grupo Cáqueza y las rocas del Paleozoico superior se en-

NOMENCLATURA ESTRATIGRAFICA*
Utilizada al W de la Falla de San Juanito



*. Edades según Guerrero & Sarmiento (1996), Ulloa & Rodríguez (1979), Bürgl (1957) y Royo y Gómez (1945). Nótese que la Formación Buenavista no se incluye en esta nomenclatura pero es muy probable que su equivalente sea el conglomerado basal de las Capas de la Laguna de Chingaza

Fig. 4. Nomenclatura estratigráfica utilizada.

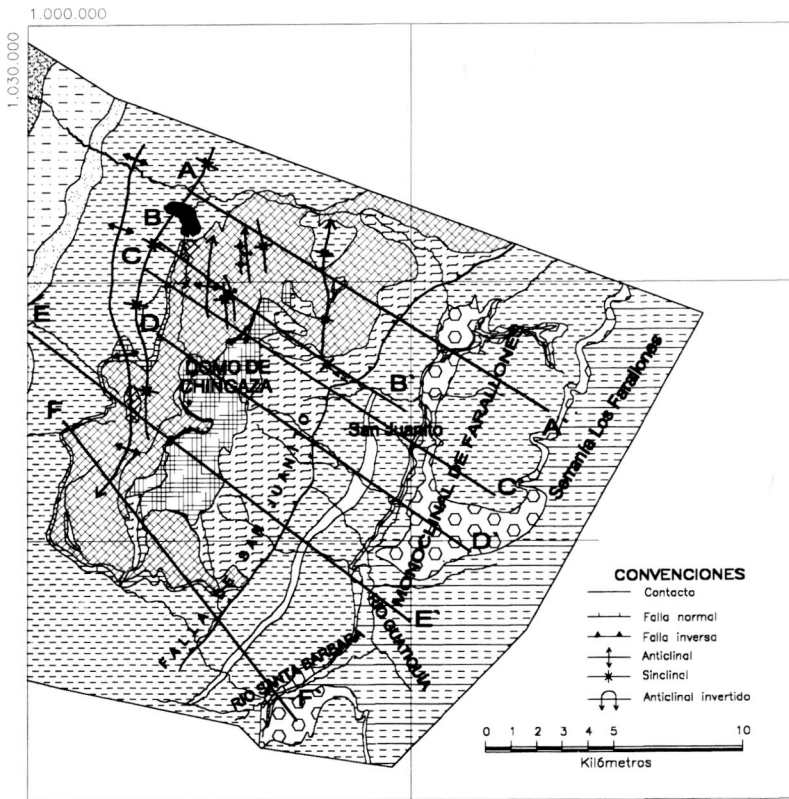


Fig. 5. Mapa geológico de la región de Chingaza y los Farallones. Ver convenciones asignadas a las unidades en la Fig. 3.

cuentra a la misma altura al E y al W del trazo de la falla. Este punto indica que el salto vertical de la falla es mucho más importante que el horizontal. Sumado a este argumento, la falta de estructuras de relevo, que podrían absorber un desplazamiento transferido como ocurre en cinturones de cabalgamiento (DAHLSTROM 1969) arguye en favor de un ángulo alto para esta falla.

Sobre este aspecto conviene decir que un problema común a los bloques asimétricos de basamento que constan de un flanco suave y otro flanco abrupto limitado por una falla, tiene que ver con el ángulo de buzamiento de esta falla. El Macizo de Floresta es un alto de basamento similar al Domo de Chingaza, limitado al E por la Falla de Soapaga. KAMMER (1996)

interpretó la presencia de un sinclinal invertido en el bloque yacente de la Falla de Soapaga y el hecho de que la falla en ciertos segmentos corta el flanco invertido del sinclinal, como una estructura de plegamiento que evoluciona a una falla cuando se excede el límite de alargamiento interno de las capas plegadas.

En vez de esta situación, en el caso de la Falla de San Juanito no se observan repeticiones de horizontes que permitan asumir un sinclinal invertido en el bloque yacente, y la polaridad de las capas siempre es normal. Más aún, tampoco hay zonas con buzamientos horizontales donde se pueda extrapolar la zona de bisagra de un pliegue. Lo que ocurre es que las capas caen hacia la falla con un buzamiento cada vez más inclinado

cuanto más cerca de ella (Fig. 6). Esta disposición en antiarrastre indica que la falla debe tener un buzamiento mayor al de las capas cretáceas cerca de ella para poder cortarlas estratigráficamente hacia arriba. La inclinación promedio de las capas cretáceas hacia la falla es mayor o igual a 45°. Sumado a esto, de la intersección del trazo de la falla con los valles de las quebradas se extrapolan planos de alto ángulo.

Tomando en cuenta esas consideraciones, el valor de inclinación finalmente dibujado en los perfiles se tomó a partir de las medidas de buzamiento en las capas a pocos metros de la falla, obtenidas principalmente en las secciones de la Quebrada Blanca y la Quebrada San Carlos. Estos valores oscilan entre 65 y 75°.

En el bloque colgante, solamente se observan las capas del Cretáceo Inferior contra la Falla de San Juanito en la región sur del Domo. Allí las capas asumen un buzamiento opuesto a la tendencia general que muestra una caída de las pendientes estructurales hacia la falla. Al erigirse de esta forma definen un sinclinal marginal respecto a la falla, estructura que confirma un arrastre inverso también para el bloque colgante y que ha sido observada por los autores de este trabajo en otras fallas como la de Machetá, afectando el flanco oriental del Anticlinal de Río Blanco y en la de Soapaga por KAMMER (1996).

Otro rasgo característico en la Falla de San Juanito es la presencia de saltos transversales al trazo de la falla, semejando rampas laterales. Una de ellas fue cartografiada en el cruce de la falla con el Río Guájaro (Fig. 5). Al segmentar la falla en dos trazos, este salto transversal implica una situación particular donde el trazo que parte desde allí hacia el N gana desplazamiento, puesto que el Sinclinal de San José cabecea al S. Por

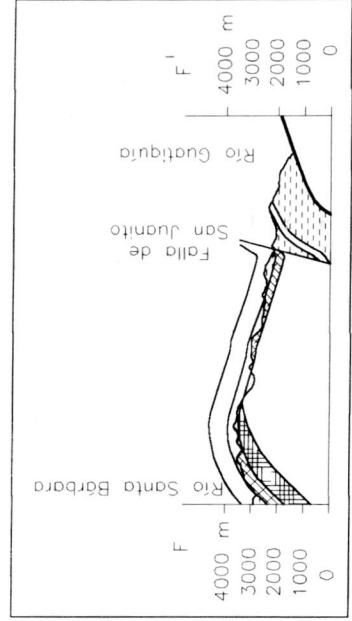
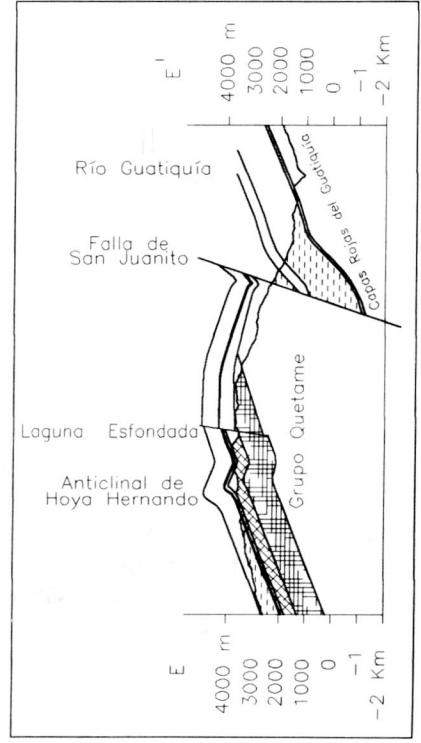
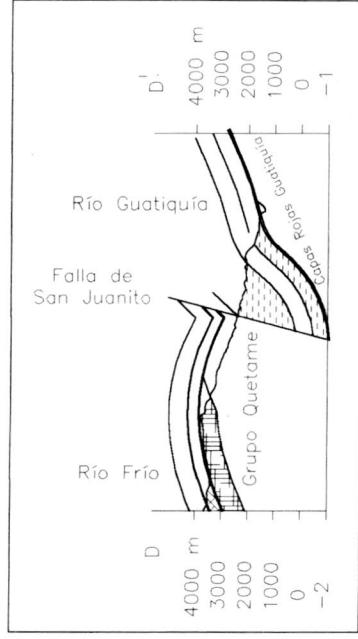
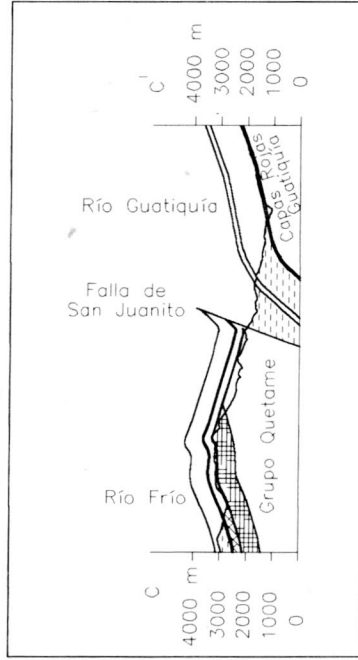
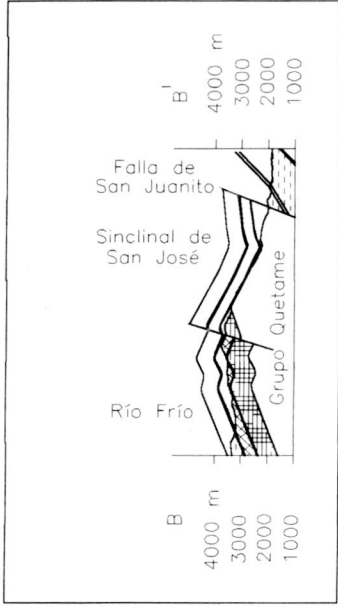
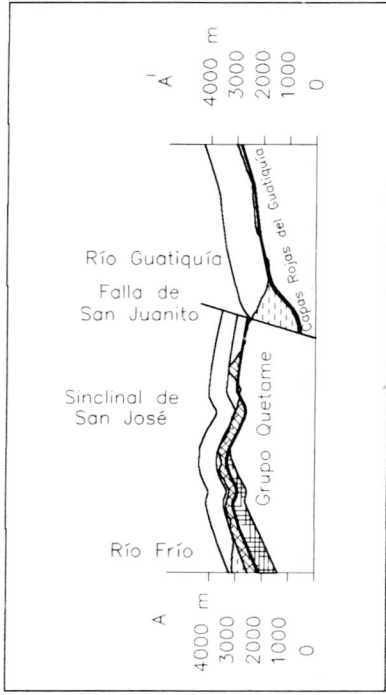


Fig. 6. Secciones estructurales de la región de Chingaza. Su ubicación está en la Fig. 5. Los símbolos asignados a las unidades se encuentran en la Fig. 3. Todas las secciones poseen igual escala horizontal y vertical.

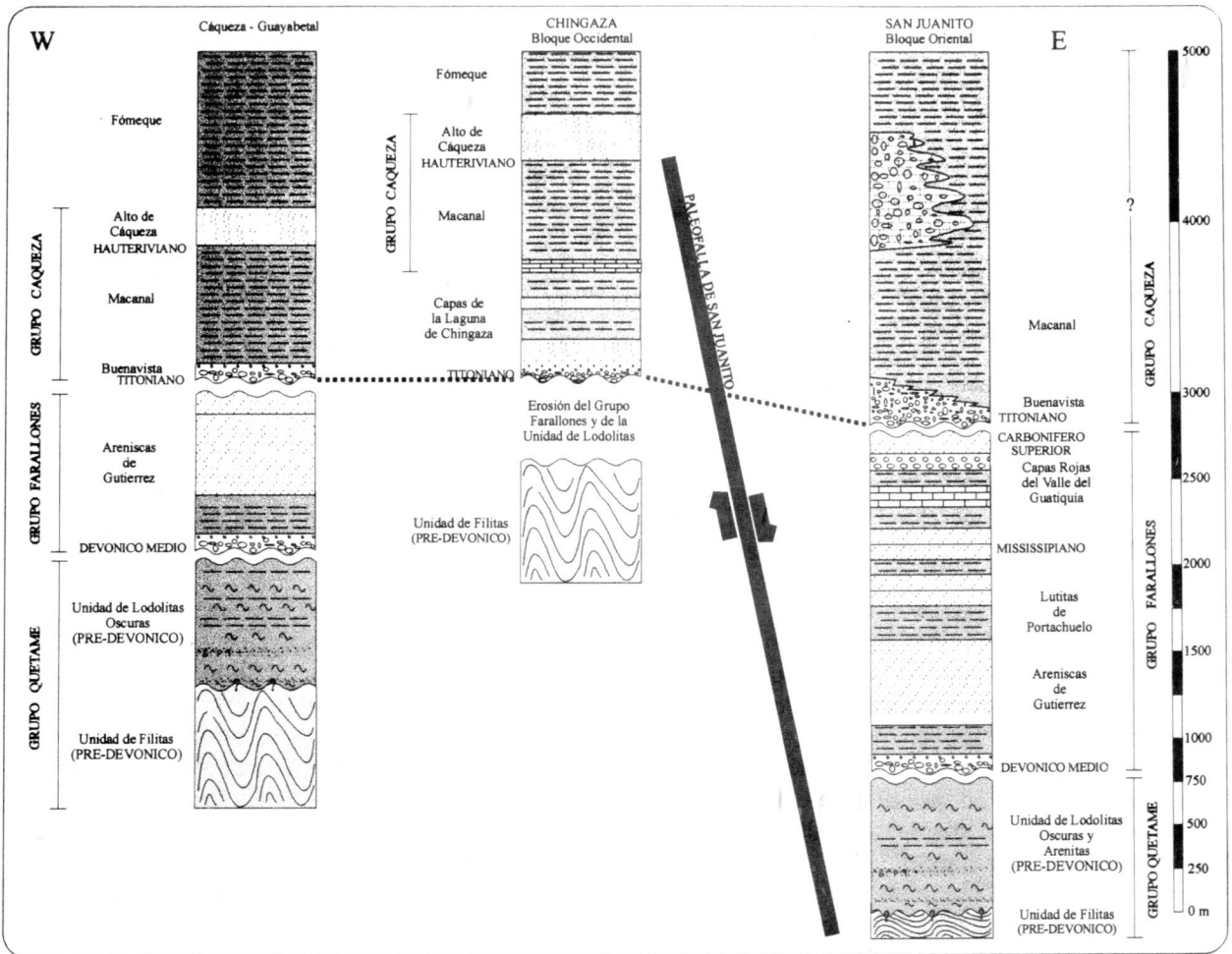


Fig. 7. Comparaciones litológicas generalizadas entre tres regiones distintas. Notar los cambios en los niveles alcanzados por la erosión antes del Títoniano y los cambios de facies y espesor en los sedimentos post-títonianos entre cada región.

contraste el trazo que llega hasta el salto transversal desde el S, ha perdido desplazamiento como consecuencia de que el Domo cabecea al N (Fig 5). De esa forma la situación en que el Sinclinal de San José cabecea al S contrastando con la tendencia de cabeceo al N en este sector (Figs. 5, 9, 10), es una consecuencia directa de un relevo en el desplazamiento de la Falla de San Juanito. Hacia la región de la Laguna Brava un poco más al N, pero fuera del área de trabajo, se tiene otro ejemplo de un salto transversal en el trazo de la Falla de San Juanito. En cuanto a este tipo de estructuras es posible que se trate de una disposición heredada de un relevo lateral de dos fallas normales, situación que se describe en RAVNAS & STEEL (1998).

3.4 Estructuras y deformaciones a pequeña escala

Aunque toda la unidad que en la región del Domo de Chingaza yace al Occidente de la Falla de San Juanito y en discordancia angular bajo las capas de la Laguna de Chingaza fue incluida por RENZONI (1965) dentro del Grupo Quetame, en este trabajo se utilizan argumentos estructurales para dividirlo en dos unidades. El primero de ellos tiene que ver con el hecho de que sólo al diferenciarse un horizonte superior dentro del Grupo Quetame -denominado "Unidad de lodolitas oscuras y arenitas"- fue posible descifrar las relaciones estructurales de las rocas del Mesozoico con su sustrato predevónico.

El segundo argumento tiene que ver con las deformaciones que afectan a cada unidad. Por un lado puede caracterizarse una unidad inferior -"Unidad de filitas y rocas verdes"- afectada por una deformación predevónica, probablemente precámbrica, que le confiere una foliación

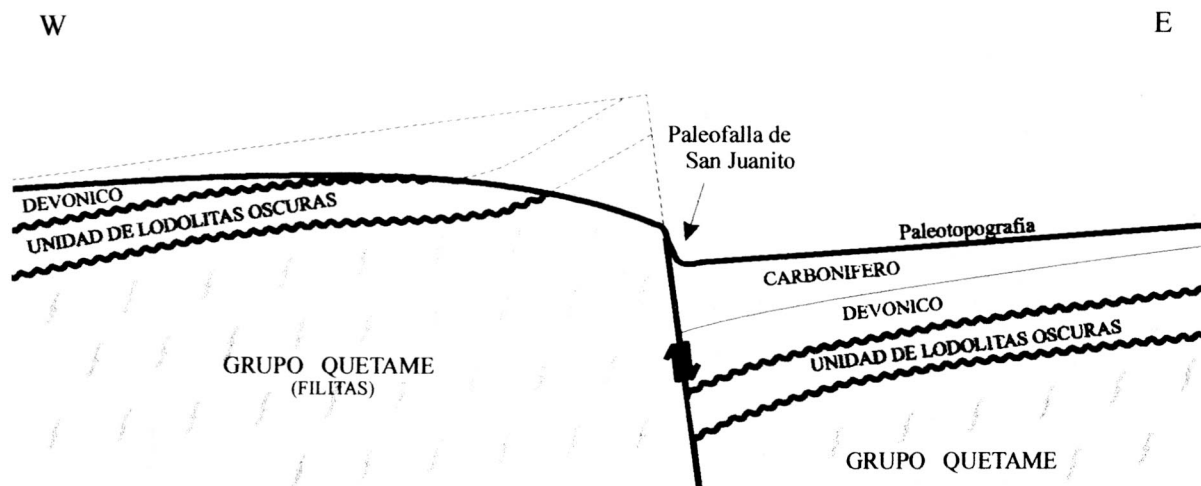


Fig. 8. Configuración estructural generalizada antes del Titoniano en los bloques limitados por la paleofalla de San Juanito.

penetrativa incluso a los niveles de cuarcitas, tan intensa que en algunos casos llega a causar transposición de la estratificación. A esta se superpone una deformación posterior solamente perceptible en los niveles de filitas. En cambio la unidad superior de lodolitas oscuras y arenitas no muestra indicios de superposición de fases y sólo es afectada por una foliación tectónica transversal a una estratificación que es muy clara.

Como se observa en la Fig. 10, en los diagramas de la parte central, esta foliación tectónica también está presente en las rocas del Cretácico Inferior. Al poseer tanto en las rocas predevonianas como en las del Mesozoico igual orientación (Fig. 10), además de ser mucho más intensa en las zonas de charnela de los grandes pliegues del Domo de Chingaza, se comprueba que es una foliación tectónica del Terciario, asociada a la fase orogénica andina.

La aparición de un clivaje generalizado implica (Fig. 11) que las rocas estuvieron a una profundidad suficiente para que adquiriesen una cierta ductilidad, produciéndose un considerable aplanamiento por un clivaje que se formó principalmente a través de disolución por presión. Como consecuencia de esto se tienen estructuras asociadas características como pliegues con charnela ensanchada y flancos adelgazados, como los que se observan en la Fig. 12 que se pueden caracterizar en su mayoría como asociación de pliegues clase 3 y 1C según la clasificación de RAMSAY (1967).

Una compilación de datos de clivaje del bloque colgante de la Falla de San Juanito indica que la vergencia

de esta deformación penetrativa es hacia el E. Puesto que en diversos trabajos (OERTEL 1970; TULLIS & WOOD 1975) se ha demostrado que el clivaje es perpendicular al eje Z del elipsoide de deformación finito, se puede concluir acerca de una dirección de máximo acortamiento que es $100/45$ para la deformación finita, lo que se deduce de la máxima concentración de polos de clivaje en la Fig. 13. Esta tendencia concuerda con la asimetría de los antiformes regionales que poseen flancos suaves inclinados al W y flancos fallados o invertidos hacia el E.

Una pregunta importante tiene que ver con el acortamiento producido en las rocas por este tipo de deformación. En la Fig. 14 se tiene un caso en el cual idealmente un pliegue ptigmático formado en una capa de cuarcitas absorbe por plegamiento el acortamiento que se produce en las capas de limolitas que lo rodean, a través del clivaje. Al desplegar esta capa arenosa se obtuvo un acortamiento del 41%, el cual es un mínimo, puesto que no se tienen en cuenta las pérdidas debidas a disolución por presión en la propia capa de cuarcitas.

3.5 Discusión

En la región de Chingaza, al demostrarse una concordancia entre las deformaciones y el plegamiento que afectan al basamento precretáceo, respecto a las deformaciones y el plegamiento que afectan a la cobertera, se encuentra una situación que no es conforme con la idea de una tectónica de escamación delgada, donde idealmente se produce un acortamiento diferencial entre ambos pisos estructurales. Por el contrario, una deformación homogé-

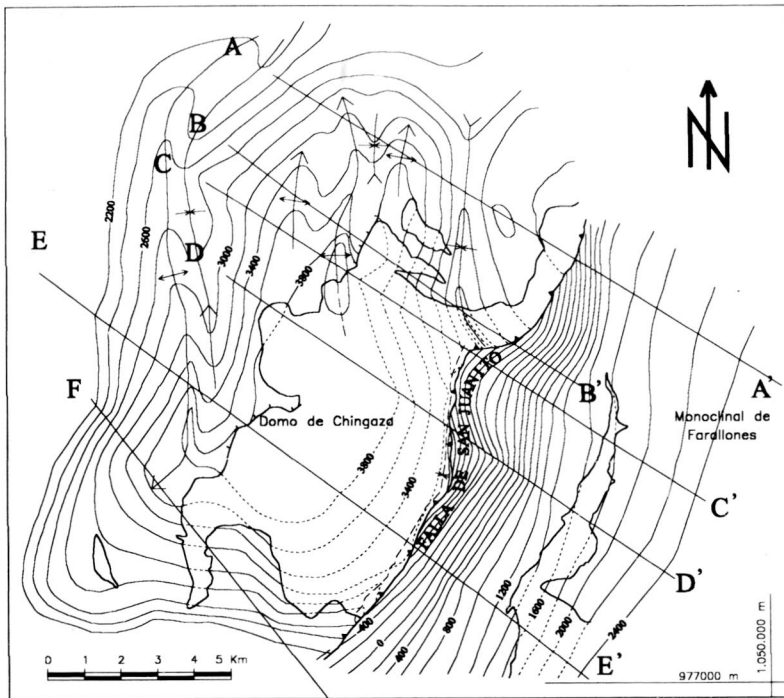


Fig. 9. Mapa de contornos sobre la discordancia Paleozoico-Mesozoico en la región del Domo de Chingaza y el Monoclinal de los Farallones.

nea del sustrato precretácico y su cobertera, como la que se describió, sumado a que no existe un horizonte lo suficientemente dúctil de deslizamiento que separa la cobertera de un basamento cristalino frágil, implican que el modelo que propone un despegue restringido a un horizonte particular debe ser abandonado en las áreas donde exista esta relación (Fig. 15).

La presencia de una deformación tan intensa que suma acortamientos considerables, hace que en esta región carezca de sentido llevar a cabo restauraciones de perfiles para calcular acortamientos, pues sin duda no se cumple el principio básico de conservación de longitudes (DAHLSTROM 1969). En el otro lado, hasta no entender y cuantificar bien la deformación se desconoce su efecto en los espesores de las unidades litológicas, lo cual debería saberse como requisito mínimo para un balanceo que asu-

ma la conservación de áreas.

Una implicación más de las evidencias mostradas tiene que ver con la aparente contradicción que existe al incluir en un mismo evento orogénico el levantamiento de un bloque de basamento a través de una falla sub-vertical, y una deformación penetrativa que indica una compresión sub-horizontal que sólo pudo producirse a una cierta profundidad.

Lo anterior podría explicarse mediante la premisa de que las rocas se deformaron a grandes profundidades, donde adquirieron la foliación transversal, y luego fueron levantadas hasta su posición actual, levantamiento que se produjo principalmente a través de la Falla de San Juanito. La existencia de una etapa de deformación anterior a una de levantamiento que reactiva fallas preexistentes es propuesta también en el trabajo de DENGO & COVEY (1993). Sin embargo, otra po-

sibilidad implica una deformación penetrativa originada durante el levantamiento mismo. Este escenario que implica exhumación no inhibe la formación de estructuras penetrativas, siempre y cuando la erosión presente un rezago en tiempo con respecto a la deformación. La situación que se describe implica un levantamiento producido por una combinación de aplanamiento y desplazamiento a lo largo de la Falla de San Juanito. En este caso la deformación debería caracterizarse por un alargamiento vertical que compensa el acortamiento producido en dirección perpendicular al clivaje.

Conviene decir que la foliación tectónica que afecta a las rocas en la región de Chingaza y los Farallones de Medina exhibe una mayor intensidad puesto que un clivaje penetrativo no es perceptible en otras áreas cercanas, exceptuando el caso de otros antiformes de basamento como el Anticlinal de Guayabetal. De esa forma los principales altos estructurales constituyen sitios de máxima deformación. Al ser esto así, se muestra un punto importante para ligar el levantamiento y la presencia de una foliación tectónica como consecuencia de un mismo campo de esfuerzos. La vergencia promedio de esta foliación tectónica refuerza la tendencia regional del frente de montaña oriental de esta Cordillera.

Una situación interesante tiene que ver con el hecho de que las evidencias muestran cómo el bloque occidental de la Falla de San Juanito siempre ha tenido una tendencia positiva. Sin embargo se demostró que en la actualidad es una falla inversa de alto ángulo y se propuso que la paleofalla era una falla normal que buzaba al E. Las evidencias no apuntan hacia un nuevo plano de ruptura durante la reactivación en el Terciario -para esta situación se ha utilizado el termino "footwall shortcut" (COOPER et

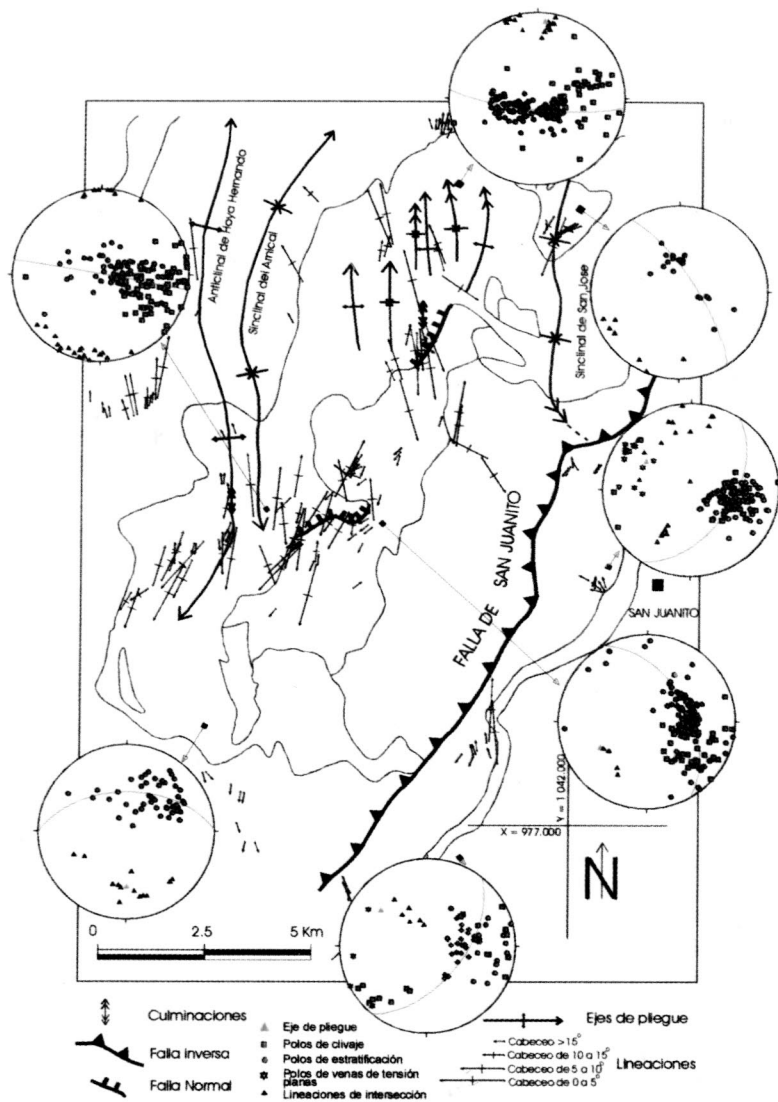


Fig. 10. Compilación de datos estructurales del Domo de Chingaza y el Monoclinal de los Farallones.

al. 1995). Como alternativa, MORA (1999; cf. su Fig 33a) propone una rotación del plano de falla como consecuencia del campo de esfuerzos que generó la foliación transversal. Sin embargo, no puede descartarse la posibilidad de que la falla siempre haya buzado al W, siendo siempre una falla inversa, pese a que esta opción iría en contra del contexto regional de principios del Cretáceo que era el de una tectónica distensiva.

4. ESTRUCTURAS DE LA REGION DEL VALLE DEL RIO TEUSACA

4.1 Contrastes principales respecto a la región de Chingaza y los Farallones de Medina

Para establecer los primeros y más evidentes contrastes con el área que se acabó de describir, se puede empezar por señalar que en la región

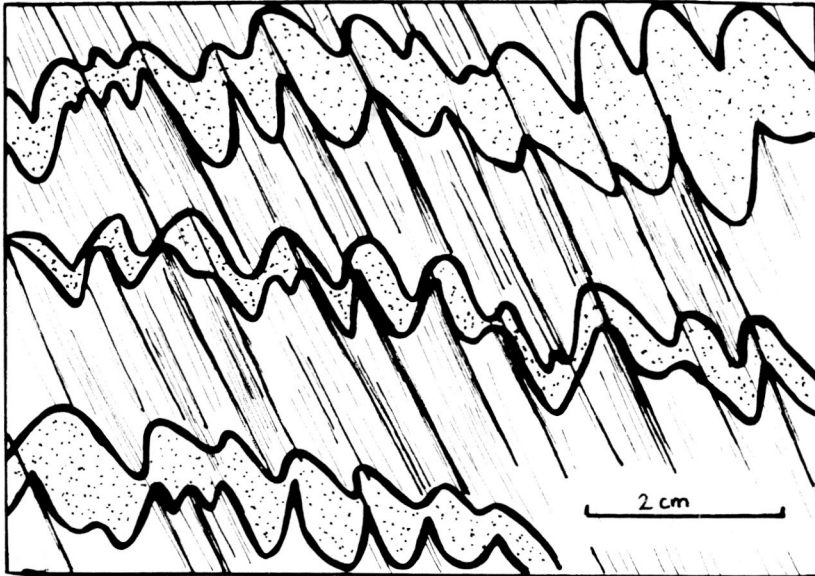
del valle del Río Teusacá el espesor preservado de cobertera sedimentaria meso-cenozoica hace que el basamento se encuentre a una profundidad mínima, equivalente al espesor estratigráfico de las unidades que lo cubren, el que supera los 5000 m.

En segundo lugar, a nivel macroscópico la deformación descrita en el caso anterior ha desaparecido por completo. De esa forma en vez de existir un aplanamiento importante en las rocas, mecanismo que es típico de niveles estructurales profundos, la deformación de los materiales se hace más bien mediante plegamiento flexural, mecanismo propio de pisos estructurales superficiales (PRICE & COSGROVE 1990). De lo anterior se deduce que los plegamientos observados son concéntricos y que en ellos puede esperarse la conservación de espesores y longitudes, lo cual permite aplicar el balanceo por líneas.

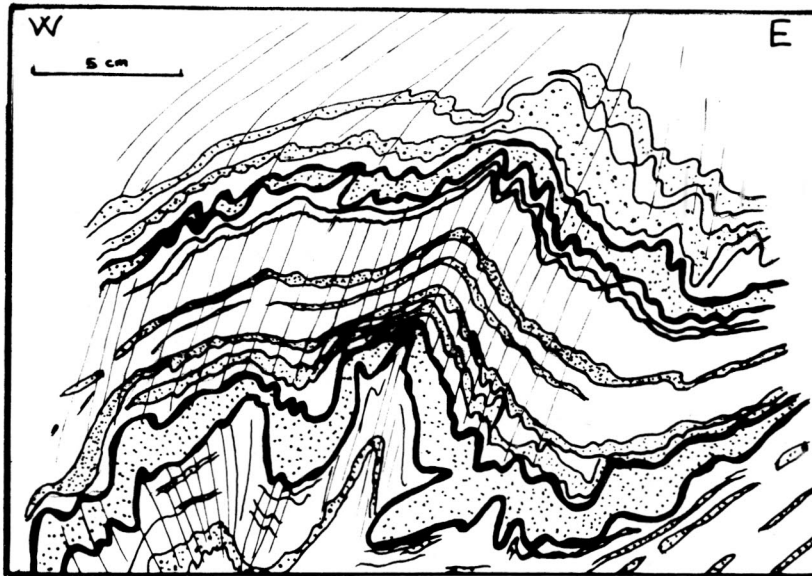
Aunque se encuentran dentro del Cinturón de Bogotá, los pliegues de la región del Teusacá, al poseer ejes de poca continuidad en vista de mapa y formas de gran amplitud en corte, definen un estilo estructural que contrasta no sólo con la región de Chingaza, que expone la tectónica de basamento, sino también con los demás pliegues del Cinturón de Bogotá, que son más abiertos y con continuidades de varias decenas de kilómetros.

Al ver los perfiles de la Fig. 17 se puede generalizar que se trata de estructuras que en la inmensa mayoría de los casos poseen un flanco occidental muy inclinado, vertical, invertido o fallado y un flanco oriental poco inclinado. De esto se desprende que la dirección de transporte tectónico en esta región es hacia el W, mostrando así un nuevo contraste con el área que expone el basamento.

Entre los pliegues existentes pue-



a



b

Fig. 11. a) Clivaje discontinuo crenular discreto en intercalaciones de arenitas finas y lodolitas negras. b) Clivaje crenular y microplegamientos asociados (Fm. Macanal, Quebrada Blanca, San Juanito, Meta).

den jerarquizarse dos grupos. En primer lugar los dos únicos elementos que poseen continuidad en toda el área y se ubican al occidente de la misma, que son el Sinclinal de Teusacá y el Anticlinal de Bogotá (Fig. 16). Luego, el grupo de pliegues cortos, apretados y poco espaciados entre sí que se ubican al oriente de esta

región (Fig. 16).

4.2 Principales características de los pliegues de poca continuidad

En cuanto a las características generales del grupo de pliegues cortos y poco espaciados entre sí, se observa que en vista de mapa casi

todos ellos terminan hacia la región del Alto de la Cruz (Fig. 16), de forma que puede diferenciarse una región al S de dicho lugar donde las unidades yacen esencialmente en posición horizontal y sin plegarse. Por contraste, al N de esta región los pliegues existentes implican un acortamiento mucho mayor, respecto al compartimiento que se ubica al S. Este patrón indica un desplazamiento diferencial de la región plegada respecto a la región no plegada, el cual se hace en dirección del transporte tectónico, esto es, hacia el W. Un ejemplo de esto se tiene en la Falla de Teusacá, la que de acuerdo con la regla del arco y la flecha de ELLIOT (1976) debe poseer una componente horizontal de desplazamiento de 0,5 kilómetros en el arco que su trazo forma antes de terminar al S. Puesto que la Falla de Teusacá termina al S de este arco este acortamiento no se produce en la región meridional.

Si el desplazamiento diferencial de la porción plegada se originara en una cizalla sinistral a nivel del basamento no hay duda de que afectaría de alguna forma al Sinclinal de Teusacá y al Anticlinal de Bogotá desplazando por ejemplo sus charnelas hacia el W en su porción septentrional. Puesto que esto no ocurre se puede asumir que este acortamiento diferencial se origina en un horizonte dentro de la columna de materiales del Cretáceo, o en otras palabras, dentro de un nivel de despegue dentro de la columna cretácea. Esta sospecha se refuerza teniendo en cuenta que al dibujarse como pliegues concéntricos estas estructuras se desvanecen en vista de corte a una profundidad que por ejemplo en el caso del perfil J implica un despegue en la Formación Chipaque.

En cuanto a otro aspecto, conviene resaltar el hecho de que algunos de los pliegues llevan asociadas en su flanco occidental fallas inversas y

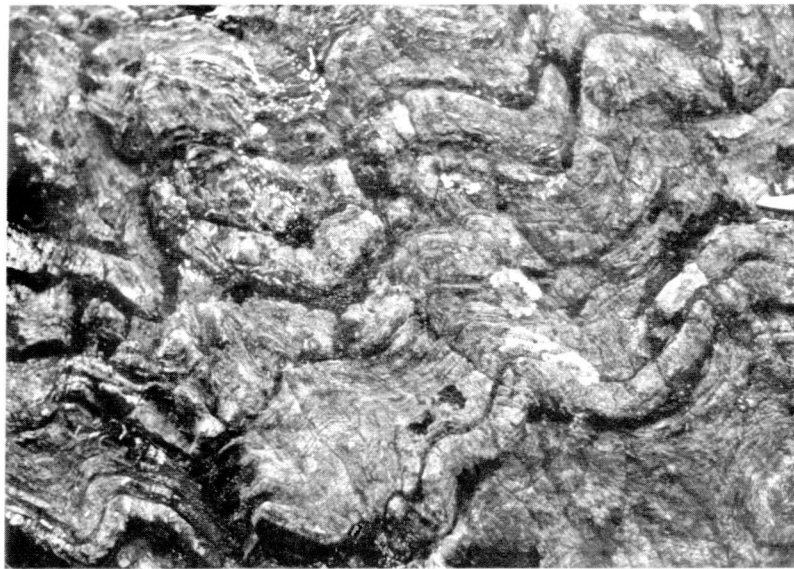
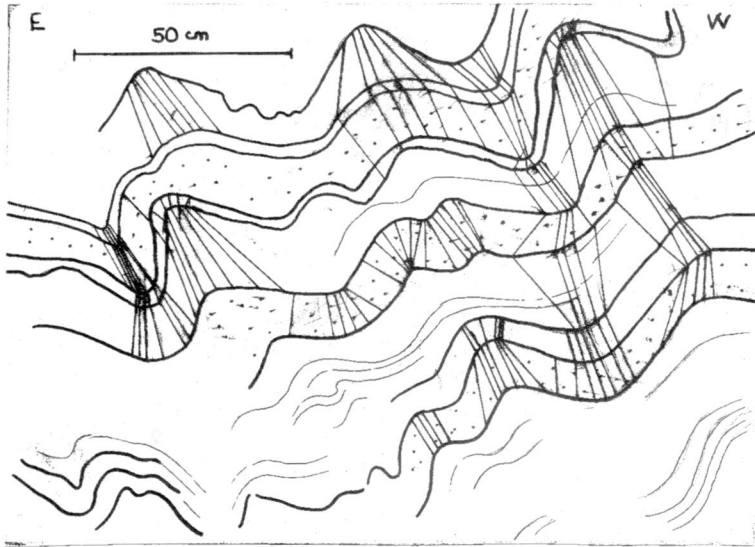


Fig. 12. Pliegues en rocas de la parte superior del Grupo Quetame. De acuerdo con la clasificación de isógonas de RAMSAY (1967), aplicada en el dibujo, se trata de pliegues clase 1B y 3.

de cabalgamiento. La asociación de pliegues y fallas inversas y de cabalgamiento se puede producir en el caso de anticlinales de rampa en pliegues por flexión de falla, o en pliegues por propagación de falla (BOYER & ELLIOT 1982; JAMISON 1987; SUPPE & MEDWEDEFF 1990) y en ambos casos el pliegue está subordinado a una falla anterior. Pero también existe el

caso en que un pliegue no fallado da lugar a una falla cuando se excede el límite de acortamiento por plegamiento ("Break thrust fold"). Este último caso tiene en común con los pliegues por propagación de falla una típica asimetría hacia el antepaís (WOODWARD 1997).

En la región del Teusacá las fallas

principales pasan lateralmente a pliegues que no llevan asociadas fallas en superficie. En caso de que los pliegues en los segmentos no fallados sean la expresión de un pliegue por propagación de falla, deberían dar lugar en el subsuelo a fallas ciegas que convergen en un despegue basal. Sin embargo, si son el producto de un plegamiento, en el cual la falla se origina cuando se excede el límite de amplitud del pliegue, su evolución lateral a segmentos plegados no debería llevar fallas en profundidad.

La Falla de San Francisco (Fig. 16) es una falla inversa corta que evoluciona a un pliegue en superficie, tanto al S como al N. En la sección K-K' (Fig. 17) se observa cómo la Formación Arenisca Tierna cabalga sobre la Formación Guaduas a través de la citada falla. En la sección L-L' (Fig. 17), ubicada solo un km al S, el flanco fallado evoluciona a un flanco plegado. Sin embargo a 2 km al S de la sección K-K', la Quebrada de Potrero Grande socava el núcleo del anticlinal hasta un horizonte cercano a la base de la Formación Arenisca Dura, de manera que se tiene un corte completo del anticlinal, donde se observa un cierre continuo. Esta información se proyectó al plano del perfil L-L'. De tal situación se deduce que la Falla de San Francisco ha dado paso lateralmente a un pliegue que no lleva asociada una falla en niveles más profundos, pues dada la cercanía entre los sectores con falla y sin ella se esperaría que la falla apareciese en el cañón de la Quebrada de Potrero Grande. Por lo tanto es mucho más probable que esta falla sea expresión de que se ha excedido el límite de amplificación del pliegue y en un estado posterior ha dado lugar a una falla.

La Falla de Teusacá posee una continuidad mucho mayor que la Falla de San Francisco. Tanto en vista de planta como en corte se observan



Fig. 13. Compilación de polos de clivaje del bloque colgante de la Falla de San Juanito.

varios elementos clave en la interpretación de esta estructura. Al S la Falla termina en un área donde el Sinclinal de Teusacá desarrolla un flanco oriental vertical completo (perfil L-L'). La pura terminación de la falla se produce donde la Formación Arenisca Tierna describe un pliegue de gran amplitud, cuyo flanco occidental es vertical y el oriental posee una inclinación de 40° (Perfil L-L', Fig. 17). Este pliegue se considera como el producto de un deslizamiento flexural diferencial en el Sinclinal de Teusacá que se hace mas fuerte puesto que el sinclinal es una estructura apretada. Anticlinales estrechos originados como consecuencia de problemas volumétricos en un sinclinal adyacente son descritos por BROWN (1984) como estructuras de "oreja de conejo". El plegamiento en vista de corte debe tener como consecuencia el compensar un exceso de longitud a causa de cizallas diferenciales en el sinclinal. De esa forma en el perfil L-L' se comprobó cómo la base de la Formación Arenisca Dura y la base de la Formación Cacho poseen un acortamiento similar medido entre dos líneas de referencia ubicadas en sinclinales adyacentes. La Formación Cacho absorbe un exceso de longitud mediante el pliegue descrito.

Al N de la línea de sección L la Formación Cacho, en

vista de planta (Fig. 16) se trunca puesto que el Grupo Guadalupe cabalga sobre ella con un buzamiento de 70° al W. En este punto la Formación Cacho tiene un buzamiento similar. Tal evolución lateral de la Falla de Teusacá sugiere que en este caso también la falla se produce como consecuencia de que se supera un límite de deformación por plegamiento, y que por tanto el anticlinal del bloque colgante no es la expresión en superficie de un pliegue por propagación de falla. La información puede verse proyectada al perfil K (Fig. 17).

Una vez asumida esta interpretación, se pudo calcular un acortamiento en cada sección en la base y el techo del Grupo Guadalupe, que es la unidad competente en estos pliegues. La ausencia de zonas de transferencia entre fallas (DAHLSTROM 1969) y la observación directa de que las fallas poseen importantes componentes de desplazamiento vertical, indican que éstas no poseen ángulos de buzamiento de poca inclinación. Por lo tanto, para tener una consistencia entre secciones que presentaban fallas y aquellas en las que la falla da lugar a un pliegue, debió asumirse que los planos no pueden tener un ángulo de buzamiento subhorizontal pues en tal caso el acortamiento respecto a una sección sin falla aumenta sin haber una justificación que se sustente en la observación. En el caso de la Falla de Teusacá cabe recordar cómo la componente horizontal de desplazamiento se calculó en 0,5 km a partir de la regla del arco y la flecha, el cual condiciona que la falla en el perfil K-K' debe tener un ángulo de buzamiento consecuente con este desplazamiento horizontal, como se ha dibujado.

Los acortamientos encontrados para las secciones oscilan entre el 15,2 y el 20,6 % (Tabla 2), donde el perfil que muestra un mayor acortamiento es el J-J' (Fig. 17), lo cual se debe a la existencia de pliegues apretados, como el Anticlinal del Choco-latero, que caracterizan bien la deformación del compartimiento plegado al norte del Alto de la Cruz. Por contraste, pese a que el Anticlinal de Bogotá en el corte del Cerro de Guadalupe (corte N-N', Fig. 17) exhibe el mayor acortamiento de la estructura en la región, cuyo valor es 22,8% (Tabla 1), la sección correspondiente posee el menor acortamiento total de todas (15,1%), caracterizando al compartimiento poco plegado al S de Alto de la Cruz. La sección Ñ (Fig. 17) confirma cómo al S de la región de Teusacá existe una zona de plegamiento suave, uno de cuyos exponentes es el Anticlinal del Alto de Peña Azul, que se ubica al E del Sinclinal de Teusacá y al W del Anticlinal de Río Blanco.

4.3 El Anticlinal de Bogotá

El Anticlinal de Bogotá con su trazo mucho más conti-

TABLA 1. PERFILES DE MONSERRATE – USAQUEN (Datos en km)

	J-J' Via a La Calera	K-K' Quebrada La Vieja	L-L' Alto del Cable	M-M' Monserrate	N-N' Guadalupe
W	5,0	5,39	5,3	5,95	5,3
L ₀	6,0	6,59	6,68	7,2	6,92
L ₀ - W	1,0	1,2	1,38	1,25	1,62
A _r	36	35,9	46,99	47,5	52,89
A ₀	38	45,6	52,44	47,5	61,6
Δ A ₀	2,0	9,796	5,45	0	8,667
A ₀ / L _r	40 m	181 m	102,8 m	0	163 m
e	-16,6 %	-18,2 %	-20,6 %	-17,3 %	-22,8 %

TABLA 2. DATOS DE PERFILES BALANCEADOS

Total (perfil)	La Calera – Fralejejon	Quebrada La Vieja- Cartagena	Alto del Cable- Potrerogrande	Monserrate- Alto La Cruz	Guadalupe- Verjón-Rajadero
Techo de Guadalupe					
L ₀	11	13,3	14,9	7,23	12,2
L _r	9,12	11,1	12,52	5,95	10,37
e	-20,6 %	-16,5 %	-15,9 %	-17,7 %	-15,1
Base de Guadalupe					
L ₀	11,0	13,3	14,92	7,2	12,32
L _r	9,12	11,1	12,52	5,95	10,45
e	-20,6 %	-16,5 %	-15,9 %	-17,3 %	-15,2 %



Fig. 14. Banco delgado de cuarzo-arenitas formando pliegue concéntrico clase 1B. En la figura se calcula el acortamiento de las capas asumiendo que el banco de arenitas tiene una deformación por plegamiento que equivale a la deformación por aplanamiento expresada en el clivaje transversal de las capas de iodolitas que lo rodean. El acortamiento calculado en todo caso es un mínimo. Nótese la refracción del clivaje ante el cambio de material.

L_0 = Longitud promedia, entre dos líneas de referencia, de la base y el techo de la capa plegada.

L_1 = Longitud en línea recta entre las dos líneas de referencia.

e = Acortamiento.

Todas las longitudes en cms (Afloramiento ubicado en las cabeceras de la Quebrada Escandalosa).

nuo y su forma cerrada pero diferente en cuanto a amplitud y longitud de onda respecto a los pliegues que se han descrito, puede clasificarse en un

grupo independiente. Se trata de una estructura asimétrica cuyo flanco occidental está afectado por inversiones, las que fueron descritas en detalle por

JULIVERT (1961), quien propuso que todos estos fenómenos se dieron cuando la boveda del pliegue ya estaba siendo erosionada lo que permitió que un flanco muy inclinado colapsara al tener una cierta independencia.

Un punto que hace muy probable la interpretación del autor citado es el hecho de que si se asume la posición actual de las capas en el flanco occidental como producto de un plegamiento que no implica colapsos, entonces al construirse secciones seriadas no se encuentra consistencia entre perfiles contiguos ni tampoco se obtienen formas geométricas "viables" (ELLIOT 1983). Debido a ello, cuando el colapso del flanco da lugar a una inversión total, donde la posición observada de las capas produce perfiles inconsistentes, se trató de reconstruir una forma hipotética pre-colapso, con un flanco vertical o invertido, pero que en cualquier caso se respetaran los límites geológicos observados. Esa fue la situación en los cortes por el Cerro del Cable y el de Monserrate.

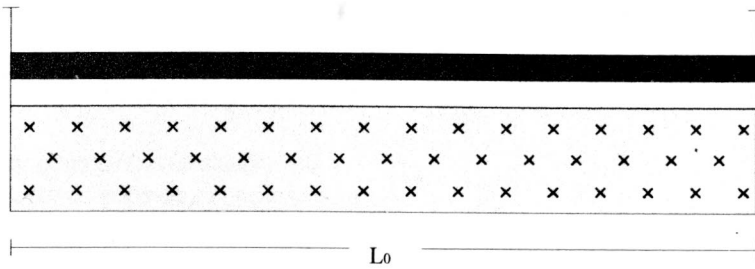
Una vez encontrada o asumida una geometría del pliegue (para más detalles véase MORA, 1999) se verificó la consistencia de acortamientos en el caso del Anticlinal de Bogotá en los diferentes perfiles seriados, cuyos resultados se muestran en la Tabla 1. Posteriormente se puso a prueba una interpretación donde, basados en su forma cerrada y en cofre en algunos casos, proponemos que el Anticlinal de Bogotá sea interpretado como un pliegue de despegue.

En la mayoría de modelos de plegamiento por despegue sobre un horizonte plano, se asume la existencia de un medio incompetente inferior muy deformado, que constituye el núcleo de un anticlinal, sobre el cual yace un medio competente superior que rige la geometría del plegamiento.

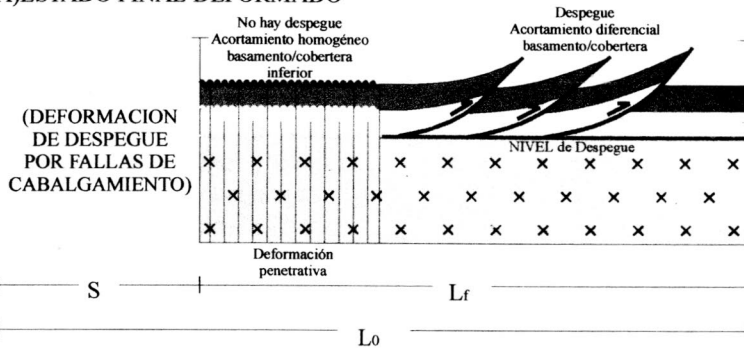
TABLA 3. COMPILACION DE ESPESORES MEDIDOS

UNIDAD	LOCALIDAD	ESPESOR(m)
Formación Cacho	Cuchilla de Aguas Gordas/Alto de Cartagena, perfil J-J'	70
	Cerro Pan de Azúcar/Balastrea, perfil F-F'	57
Formación Guaduas	Sinclinal de Siecha (Vereda Frailejonal, extremo norte del área), perfil J-J'	425
	Boquerón de la Clueca (Carretera a Choachi, extremo sur del área), perfil N-N'	400
Formación Arenisca de Labor + Tierra	Alto del Rajadero, perfil N-N'	230
	Alto del Cabo, perfil K-K' extremo occidental.	220
	Quebrada Potrero Grande	250
	(Cuchilla de La Hondura), perfil K-K' extremo oriental..	
Formación Plaeners	Alto del Rajadero, perfil N-N', extremo occidental.	70
Formación Arenisca Dura	Quebrada de Potrero Grande, perfil K-K'	50
	Alto del Rajadero, perfil N-N'	450
Formación Chipaque	Carretera Bogotá-Choachi,	680
	Alto de Guayacundo, perfil ñ-ñ'	730
Formación Une	Alto de Guayacundo, perfil ñ-ñ'	1000
	Cuchilla de Fonte-La Llanada Alta	1000
	Alto Cerro Negro (cerca de Une),	1000
	Vereda Salitre Alto (cerca de Une).	1000
Formación Fómeque	Corte de Cerro Negro	1000
	Carretera Une-Fosca,	1000
Formación Alto de Cáqueza	Vereda la Chapa	300
	Carretera Une-Fosca	300
	Región de la Q. Negra	280
Formación Macanal	Cabeceras del Rio Negro	670
	Cabeceras de la Q. Negra	700

ESTADO INICIAL NO DEFORMADO



A) ESTADO FINAL DEFORMADO



B) ESTADO FINAL DEFORMADO

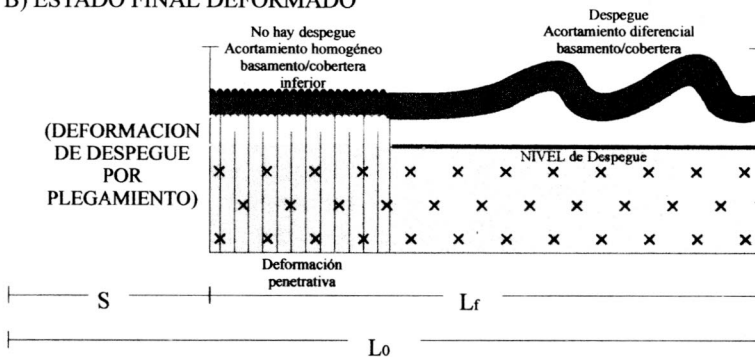


Fig. 15

to. El modelo que se aplica en este caso fue propuesto por HOMZA & WALLACE (1995) para evaluar consideraciones cinemáticas en pliegues de despegue. Para aplicarlo debe partirse de una geometría conocida del pliegue y de una profundidad de despegue D_o que es igual al espesor de la columna de material incompetente bajo el pliegue en un área sin deformar; en el caso del Anticlinal de Bogotá se propone que el horizonte más viable de despegue lo constituyen las

lutitas de la Formación Macanal por su contraste de competencia con el basamento subyacente. Como variables conocidas se tiene la longitud desplegada de la capa competente que rige el plegamiento (L_o), el área bajo un horizonte plegado y sobre un nivel regional (A_i), la longitud de onda del pliegue (W) y el acortamiento ($L_o - W$). Finalmente A_o , que es el producto del acortamiento por la profundidad de despegue

Puesto que la profundidad final de

despegue es $D_f = D_o + AD_o$, al compararse D_f con D_o y A_f con A_o se pueden discriminar tres casos (HOMZA & WALLACE 1995).

En la Fig. 18a, en sus estados iniciales el pliegue acumula masa procedente desde los sinclinales adyacentes pues es un pliegue amplio; como consecuencia de ello $A_f > A_o$ y $D_f < D_o$.

En la Fig. 18b, en un estado límite al aumentar el acortamiento y dar paso a un pliegue más apretado se expulsa el material acumulado desde los sinclinales adyacentes y por tanto $A_f = A_o$ y $D_f = D_o$.

En la Fig. 18c, si el pliegue se hace más apretado durante un acortamiento progresivo, la expulsión de material puede hacer que $A_f < A_o$ y por tanto la profundidad de despegue aumente.

Previamente se describió cómo se obtuvo una geometría que se considera viable, donde el pliegue describe la forma más abierta que se puede interpretar. Por lo tanto el área sobre la tangente -que es el nivel regional- y bajo el horizonte competente que rige el plegamiento -que es el Grupo Guadalupe-, es la máxima.

De acuerdo con el modelo de HOMZA & WALLACE (1995) el efecto de maximizar el área bajo el pliegue es que el horizonte actual de despegue obtenido sea lo más profundo posible llegando a ser, en un caso límite, la base de los sedimentos cretáceos. En caso de obtenerse un horizonte de despegue inferior se da una contradicción pues no existe un nivel en el Paleozoico que favorezca un despegue. Los valores de áreas bajo el pliegue obtenidos (A_f) se observan en la Tabla 1, donde se los compara con el valor A_o que se obtiene al asumir que el nivel de despegue inicial equivale a la profundidad desde el nivel regio-

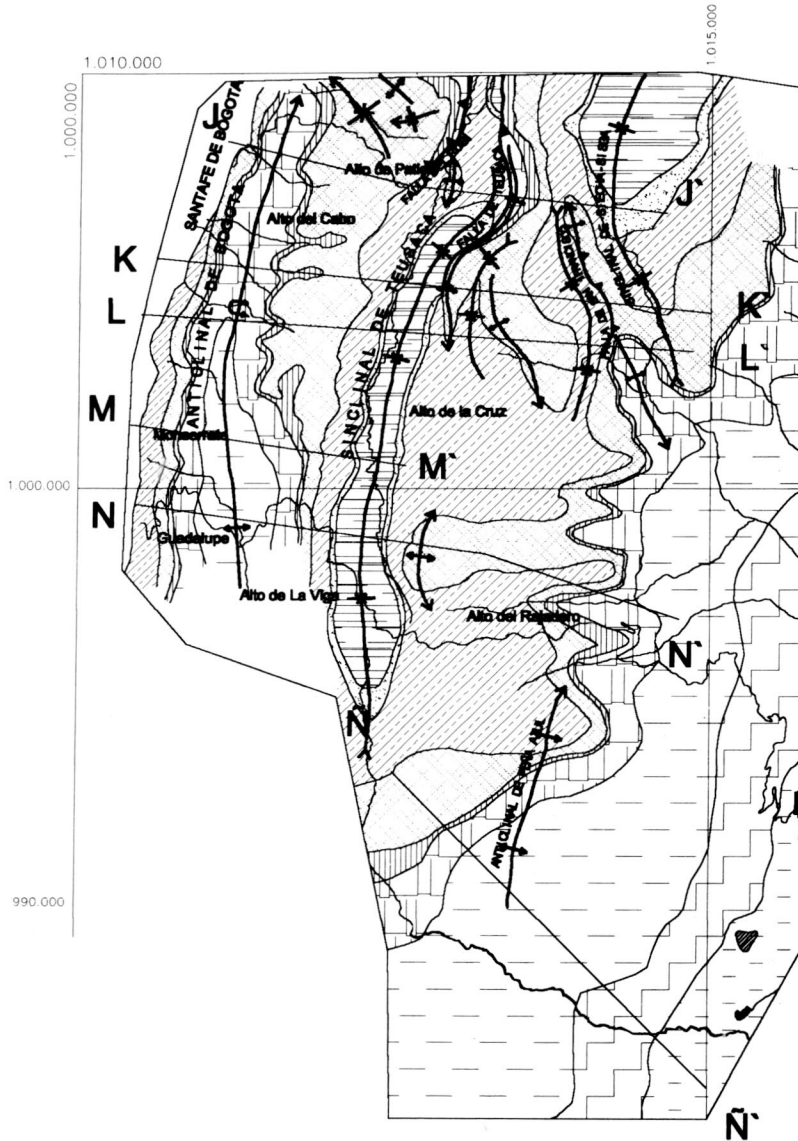


Fig. 16. Mapa geológico de la región del valle del Río Teusacá. Los símbolos dados a las unidades se encuentran en la Fig. 3.

nal hasta la base de la Formación Macanal, la cual tiene las características de ductilidad para ser un horizonte de despegue. El que se haya obtenido un valor de incremento de A_0 positivo -muy pequeño o igual a cero- indica que la Formación Macanal es un nivel de despegue viable y el anticlinal llegó a un estado en el cual ha expulsado muy poco material hacia afuera. Por otro lado, el hecho de que este comportamiento se produzca en todos los casos confirma que la

geometría obtenida es consistente.

Sin embargo, se podría incrementar el valor de A_0 aumentando el espesor de la columna de material hasta llegar al despegue, asumiendo un nivel más profundo en el sustrato precretáceo. Pero esto además de ser una contradicción, pues en el precretáceo no hay horizontes que favorezcan un despegue, implica aumentar el valor de A_0 y por tanto aumentar la diferencia $A_0 - A_r$, de donde

se deduce un pliegue del cual ha salido mucho material. Este escenario es menos viable, de lo que se interpreta que es muy probable que el pliegue se origine en un despegue plano que está en la base de la Formación Macanal (Fig. 19).

Del análisis llevado a cabo, tanto en los pliegues de poca continuidad como en el Anticlinal de Bogotá, se deduce un último contraste con la región de Chingaza. Si allí se demostró que el plegamiento implica el basamento y la cobertera, en esta región se propone, con base en criterios geométricos, una deformación diferencial de la cobertera respecto al zócalo y también es probable que exista un nivel de despegue superior dentro de la columna de materiales del Cretáceo, correspondiente probablemente con la Formación Chipaque.

5. REGION DE TRANSICION: EL CINTURON PLEGADO DEL VALLE DEL RIO BLANCO

En la región del Río Blanco se construyeron dos perfiles (Fig. 19) que implican también el Domo de Chingaza, ubicados en la Fig. 3. En estos perfiles se utilizaron espesores obtenidos en secciones estructurales cuyas medidas se compilan en la Tabla 3.

El área representa un cinturón plegado de transición entre el dominio oriental de Chingaza y el dominio occidental del Río Teusacá. En ella existen los pliegues de mayor continuidad en toda la región de trabajo, como el Anticlinal de Río Blanco y el Sinclinal de Palacio. Las estructuras poseen cabeceo general hacia el N, como se deduce de los cierres en el mapa (Fig. 3) y de la compilación de lineaciones medidas en esta área (Fig. 20).

Una situación estructural de interés es el hecho de que el Anticlinal del Cerezo posee un flanco occiden-

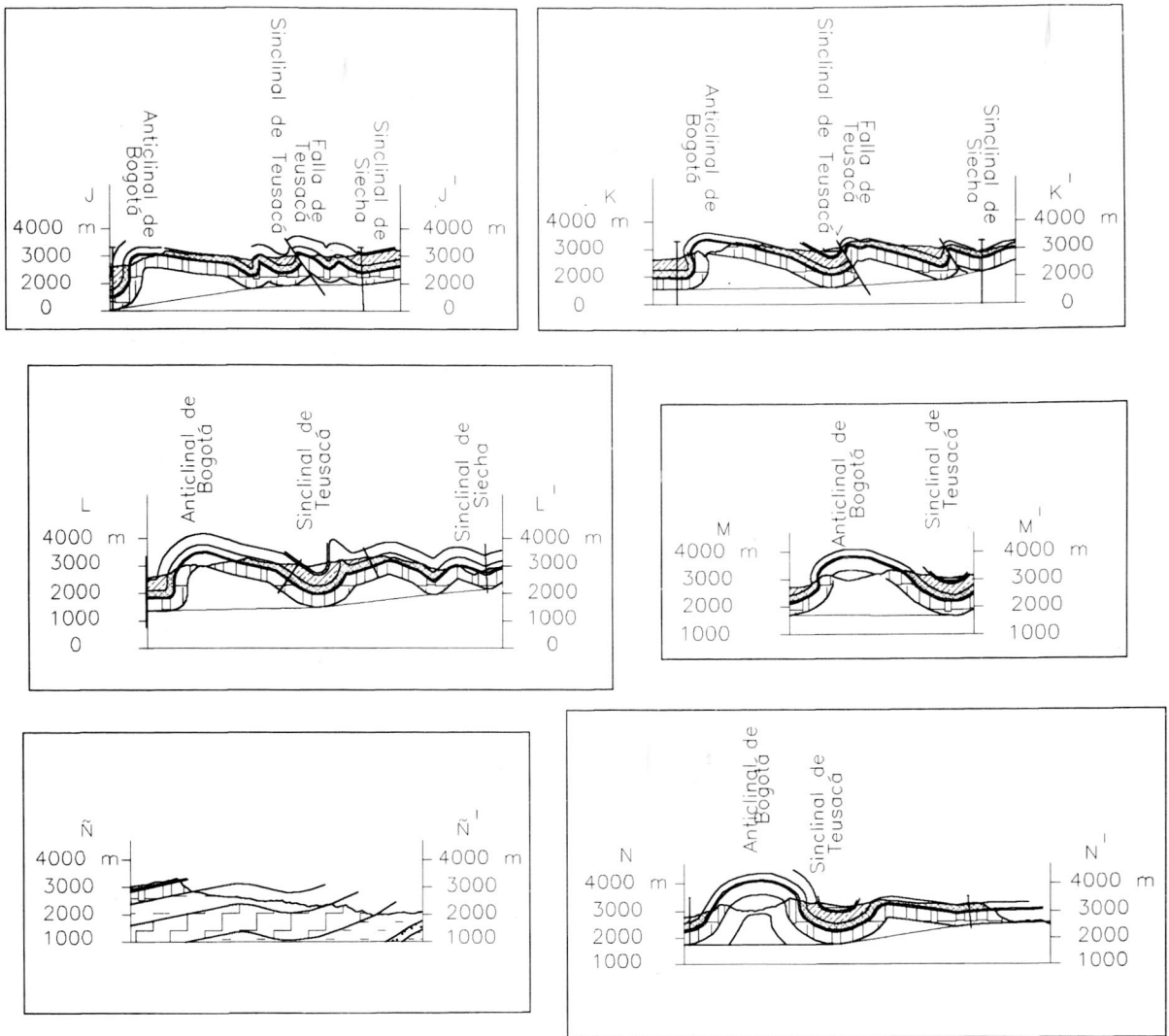


Fig. 17. Perfiles estructurales de la región del Valle del Río Teusacá. Los símbolos dados a las unidades se encuentran en la Fig. 3. Los perfiles están ubicados en la Fig. 16. Escala H = Escala V.

tal invertido o muy inclinado y un flanco oriental poco inclinado, mostrando una vergencia regional hacia el E. Esta afirmación se refuerza teniendo en cuenta la tendencia de la proyección de los planos de clivaje en la Fig. 20 y el hecho de que los trazos axiales en vista de mapa de este anticlinal y en el Sinclinal de Quebrada Blanca describen un arco que apunta hacia el W, contrastando con el Anticinal de Río Blanco que posee un eje rectilíneo. Asumiendo que estos arcos, al ubicarse en la zona donde el pliegue posee mayor amplitud, son producto de un desplazamiento del pliegue hacia el W, se puede calcular un transporte tectónico del orden de 1 kilómetro por analogía con la regla del "arco y la flecha" (ELLIOT 1976).

Un transporte tectónico hacia el W, contrario a la

vergenza general del Domo de Chingaza en una estructura contigua, formada donde el basamento tiene un declive en la misma dirección, puede explicarse como consecuencia de fenómenos gravitacionales. Sin embargo no es posible asumir un deslizamiento originado en un horizonte particular ya que el basamento está implicado en este pliegue y no hay horizontes inferiores que favorezcan tal comportamiento. El proceso que se considera más factible es la presencia de una cizalla simple repartida por toda la columna de material, que sería ocasionada en parte por causas gravitacionales en vista de la ubicación del pliegue en el declive de un alto estructural.

6. MODELO DE PLEGAMIENTO

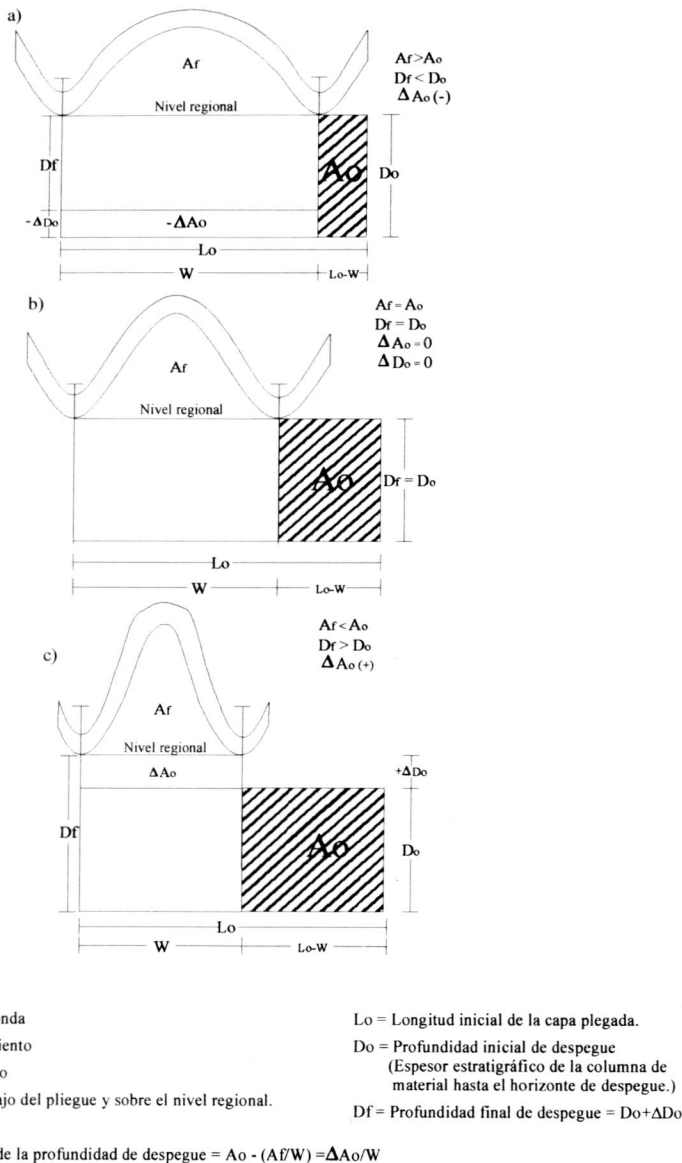


Fig. 18. Modelo cinemático de pliegues de despegue. Discusión en el texto.

La interpretación del Anticlinal de Bogotá como un pliegue de despegue, a partir de un horizonte que corresponde con la base de la Formación Macanal parece muy probable de acuerdo con los elementos presentados. Al compararse el Anticlinal de Río Blanco al N del área de trabajo y el Anticlinal de Bogotá en la sección regional, se observan dos pliegues con formas muy similares, donde el flanco oriental posee muy poca inclinación mientras que el occidental es

vertical o invertido (Fig. 19, Perfil O-O'). De esa manera se puede clasificar este tipo de pliegues en un grupo aparte de los pliegues de poca continuidad de la región del valle del Teusacá, los cuales como se demostró, implican un nivel de despegue superior. Las únicas estructuras que persisten por debajo de ese nivel de despegue serían el Anticlinal de Bogotá y el de Río Blanco.

La vista aislada de ambas estructuras en el perfil O-O' hace evidente

el hecho de que se trata de formas que se repiten con una cierta periodicidad. Este tipo de estructuras se ha simulado experimentalmente en modelos que implican un frente que se desplaza y que causa la deformación de un medio viscoso multicapas (cf. Figs. 10.37, 10.40, 10.41 en PRICE & COSGROVE 1990). El frente puede ser el extremo de un pistón que causa compresión o bien el punto donde una lámina rígida inclinada, a modo de basamento para el medio viscoso, vuelve a horizontalizarse. En ambos casos se da un desarrollo en serie de pliegues, lo que hace pensar que el Anticlinal de Río Blanco y el Anticlinal de Bogotá se originaron como consecuencia de un empuje por un frente de levantamiento; en analogía con el segundo caso, existe el hecho de que el basamento presenta un declive constante pero leve hacia el W. De acuerdo con el experimento (Fig. 10.40 en PRICE & COSGROVE) se tendría una historia de levantamiento que progresa de E a W desde la culminación en la región de Chingaza, de manera que donde el basamento pierde su gradiente se genera un primer pliegue, que sería el Anticlinal de Río Blanco. En una fase subsiguiente el levantamiento progresa hacia el W, el frente de deformación migra en la misma dirección ubicándose donde el basamento pierde su gradiente y otra vez se genera un segundo pliegue a continuación del anterior, que sería el Anticlinal de Bogotá.

Sin embargo, las fallas y pliegues de la región del Teusacá que poseen una continuidad menor sugieren otra secuencia de deformación. De ese modo, el hecho de que formen parte de un compartimiento bien diferenciado de las áreas adyacentes por su acortamiento diferencial y de los niveles inferiores por un horizonte de despegue que podría ser la Formación Chipaque, liga genéticamente a las estructuras de escasa continuidad y poco espaciadas entre sí que se

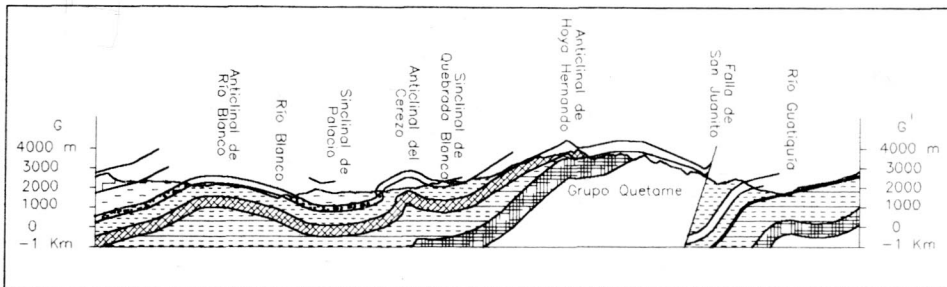
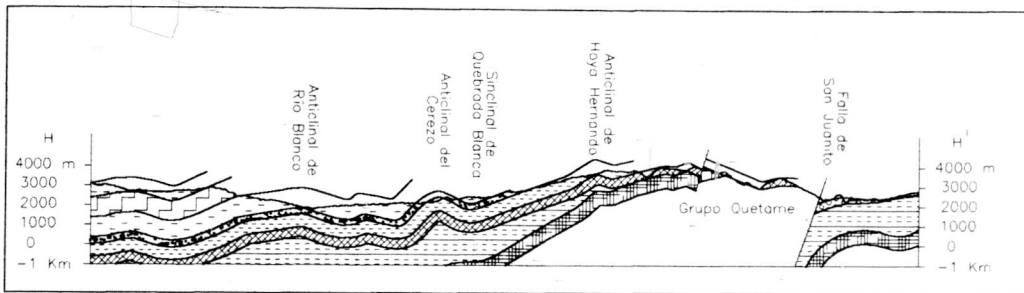
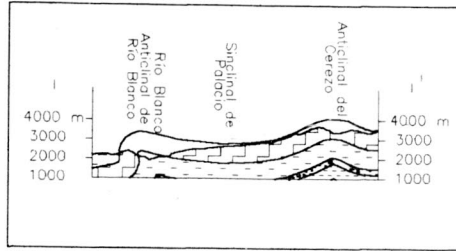
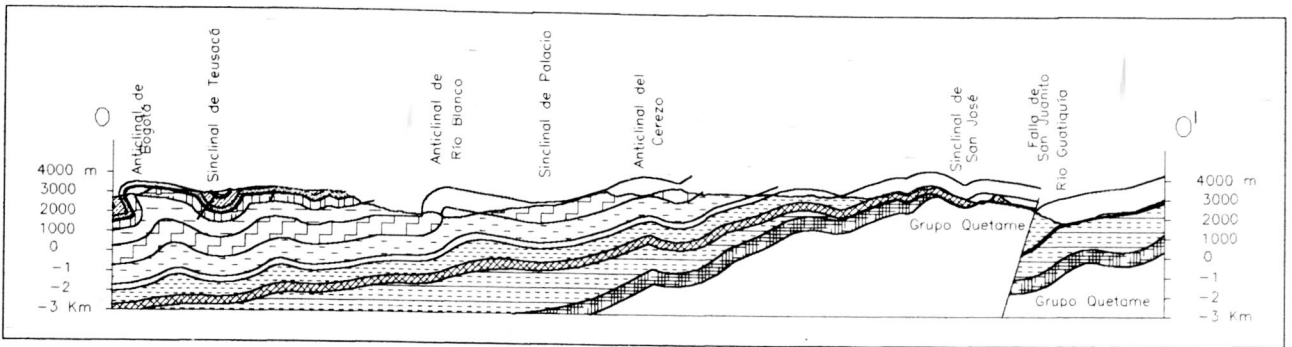


Fig. 19. Secciones regionales cuya ubicación se encuentra en la Fig. 3. Escala H = Escala V.

ubicar al N del Alto de la Cruz. Pero al analizarse la Falla de Teusacá respecto a la de San Francisco no se concibe que ambas formen una secuencia normal de cabalgamiento donde la falla de San Francisco es la más "vieja" y la de Teusacá la frontal más "joven". Por el contrario, al poseer la Falla de Teusacá un trazo mucho más largo y un desplazamiento mucho mayor que la de San Francisco, éste se considera como debido a una secuencia de plegamiento y cabalgamiento que tiene como primera falla a la de Teusacá, mientras que las fallas y pliegues que se ubican al E, dentro de este dominio, serían posteriores, de acuerdo al concepto de un "leading imbricate fan" (Fig. 16). Una

secuencia de este tipo puede producirse por simple deslizamiento gravitacional por un sustrato con un declive al W cuyo levantamiento ya se había completado. En este escenario, el Anticlinall de Bogotá, que también sería anterior, detiene el transporte tectónico de masas y la deformación progresa desde el frente de represamiento de las mismas hacia atrás.

En favor de este orden secuencial se tiene el hecho de que al sur de la región del Teusacá la deformación por plegamiento es muy suave e implica más bien altos y depresiones de basamento como el Sinclinal de Usme y el

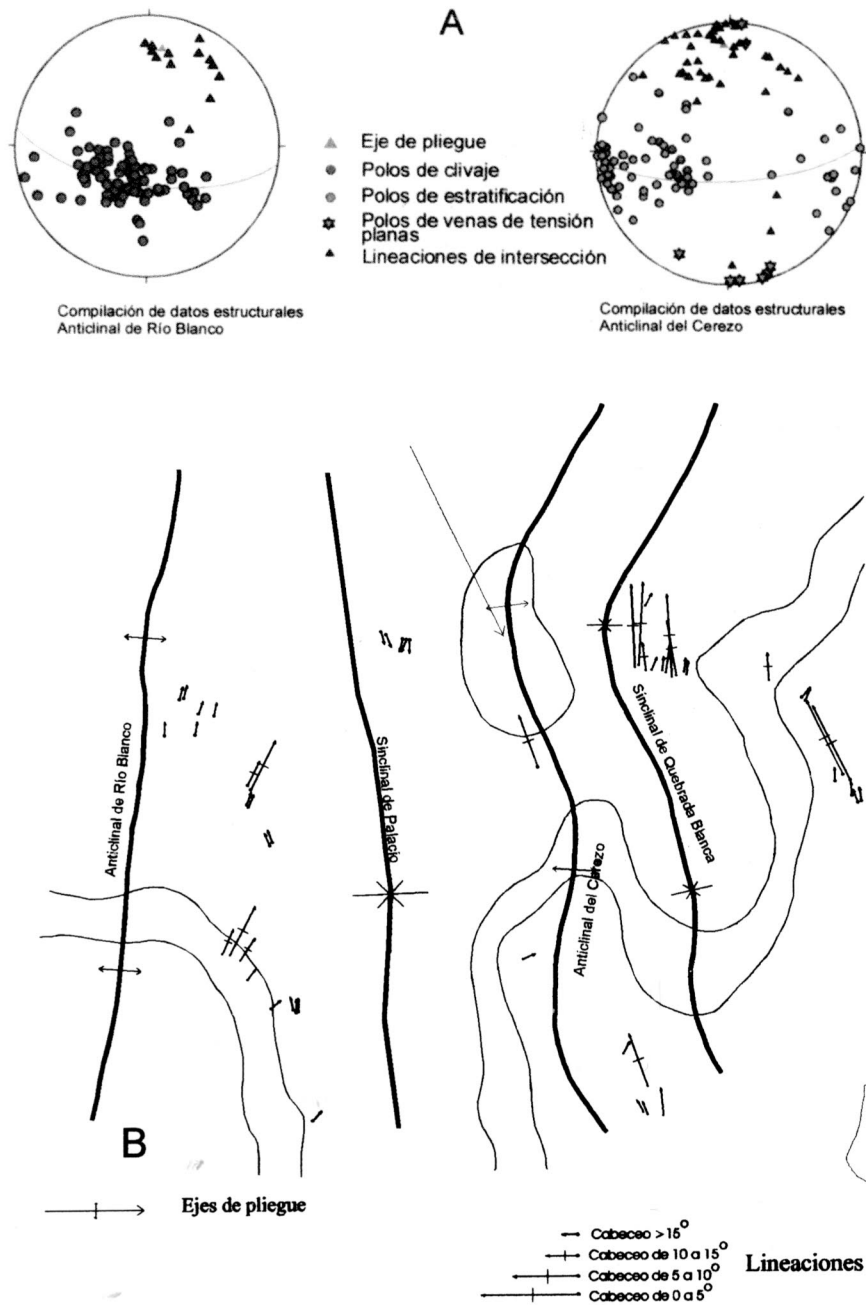


Fig. 20. Mapa estructural de la región del Río Blanco.

de Chipaque o el propio Anticinal de Río Blanco. En cambio en este sector el basamento tiene un declive continuo desde Chingaza con una pendiente promedio menor de 10°. HUBBERT & RUBEY (1959) demostraron cómo, ante un basamento que describe un plano inclinado, es mucho más posible que una pila de sedimentos saturada de fluidos, como es común en litologías arcillosas, se desplace en dirección del declive y no al revés. Estos autores hicieron cálculos en los que para pendientes de entre 6 y 13°, es-

tas deberían tener una longitud mínima de 35 a 70 km para producirse el deslizamiento de los sedimentos. Por otra parte, entre la región del alto de Chingaza y el valle del Teusacá hay una distancia que supera los 50 km. El declive del basamento en la actualidad se puede extrapolar de los flancos orientales del Sinclinal de Palacio (Fig. 19, perfil O-O') y del Sinclinal de Siecha-Sisga (perfil J-J') o de las tangentes a la base del Grupo Guadalupe en los perfiles de la región del Teusacá, siendo aproximadamen-

te de 8°.

7. DISCUSION DE LOS PRINCIPALES ELEMENTOS ESTRUCTURALES A NIVEL REGIONAL

En el apartado 3.5 se recalcaron los principales puntos de discusión de la región del Domo de Chingaza y la Falla de San Juanito. Sin embargo pueden añadirse nuevas observaciones desde el punto de vista regional. Por un lado, el hecho de que los grandes antiformes de basamento del flanco oriental de la cordillera constituyan zonas de mayor aplanamiento, afectados por un clivaje transversal que desaparece en las depresiones estructurales, no sólo es un punto que puede ligar el levantamiento y el clivaje transversal como consecuencia de un mismo campo de deformación, sino que, por contraste, al atenuarse la deformación penetrativa en las depresiones estructurales y en pisos estructurales superiores, se ve favorecido el que las unidades de niveles estructurales superficiales adquieran una mayor independencia respecto a su sustrato.

Una cobertera despegada en la depresión estructural permite también obviar la contradicción que implica una acumulación de materiales plegados en otro frente de deformación con vergencia opuesta al de la región de Chingaza, en la región del Río Teusaca, pero donde la deformación se hace por plegamiento. De esa forma se produciría un transporte tectónico de masas -que probablemente no implica el basamento- hacia la región occidental, desencadenado por el levantamiento y acortamiento de la región oriental.

En este escenario un deslizamiento gravitacional de la cobertera crearía un exceso de masa en la depresión estructural, que tendría como consecuencia un acortamiento mucho mayor de los sedimentos respecto al sustrato. Este acortamiento diferencial de la cobertera respecto al zocalo se vería compensado si se asume que el despegue en la depresión estructural es una consecuencia del acortamiento del sustrato donde este último yace levantado.

La sección regional (Fig. 19, perfil O-O') contrasta un estilo de plegamiento amplio en el cual, como se demostró, el basamento está implicado, al E, contra un estilo de plegamiento asimétrico para cuyo origen se propone un despegue de la cobertera, al W. Este último estilo estaría representado principalmente por el Anticlinal de Bogotá y el Anticlinal de Río Blanco. Por su parte el Anticlinal del Cerezo representaría una transición donde aún el basamento está implicado pero la cobertera ya actúa con cierta independencia a través de una cizalla simple distribuida. Las deformaciones internas del bloque yacente y el des-

plazamiento a lo largo de la Falla de San Juanito, condicionan el basculamiento de un bloque hacia el W, cuyo mayor relieve estructural es alcanzado en la zona cercana a la misma.

Este estilo tectónico se asemeja al propuesto en los trabajos más antiguos (CAMPBELL & BÜRGEL 1962; JULIVERT 1970) y difiere de los modelos más recientes en los que se afirma que las fallas de cabalgamiento caracterizan la deformación de la cobertera (COLLETA *et al.* 1990; DENG & COVEY 1993), pese a que son pocas las fallas observadas respecto a los pliegues existentes. En esta región una interpretación como la que se presenta, en que se concede mucha importancia al plegamiento a partir de la información superficial, debería confirmarse con datos del subsuelo. Sin embargo las evidencias mostradas hacen que sea muy improbable que existan grandes fallas sin ninguna expresión superficial, las que sumarían acortamientos adicionales.

Por último, en este trabajo se han analizado unidades de edades muy diferentes entre sí, cuyo comportamiento ante esfuerzos que las deforman es función de la intensidad con que fueron afectadas, los materiales que las constituyen, su espesor y su posición dentro de la pila de material -que condiciona la profundidad que pudieron haber alcanzado-. De acuerdo a lo anterior la Tabla 4 es una clasificación de las unidades de acuerdo a pisos o niveles estructurales.

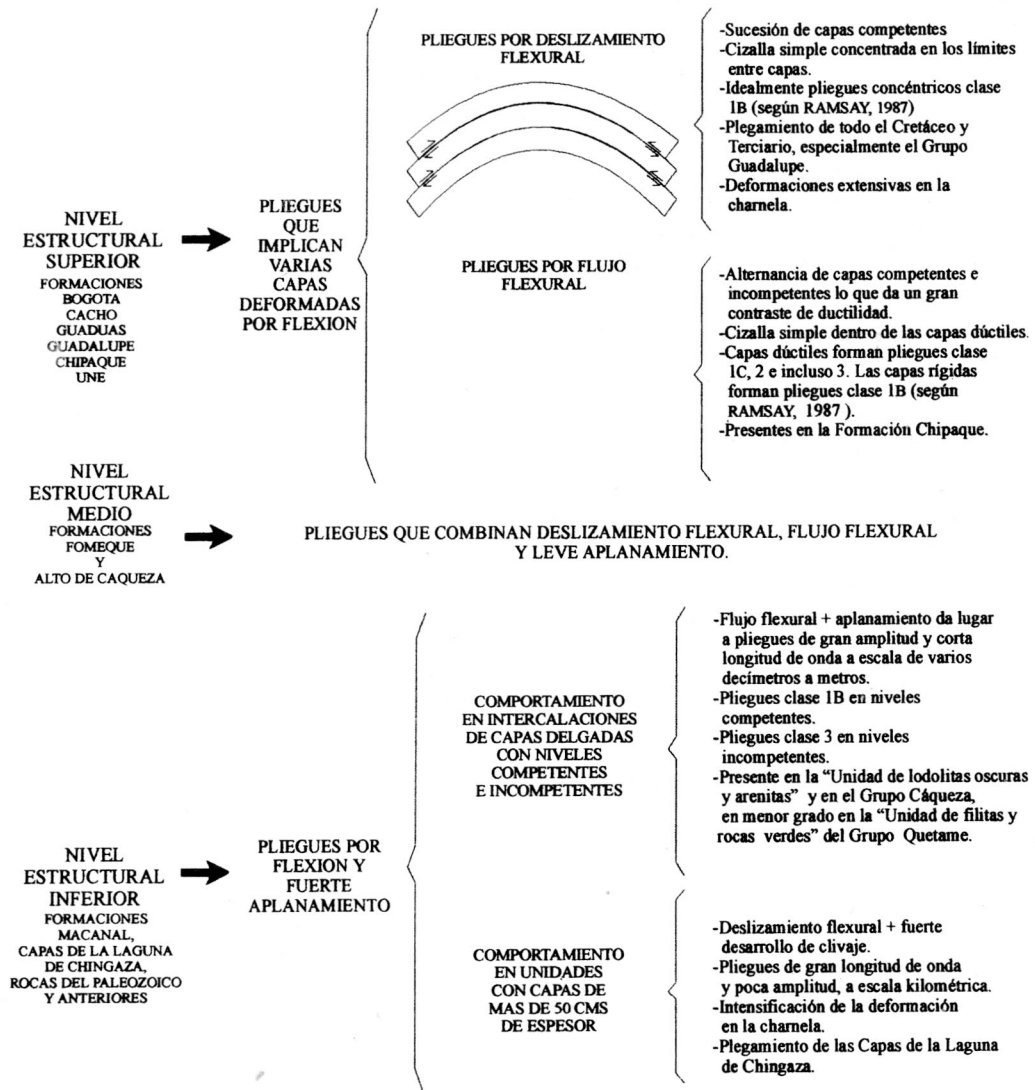
8. CONCLUSIONES

La Falla de San Juanito es una falla ancestral del Jura-Cretáceo reactivada en el Terciario. En la actualidad se trata de una falla de alto ángulo con buzamiento al W que posee un desplazamiento vertical superior a los 3,5 Km. Limita un antiforme asimétrico de basamento ubicado en su bloque occidental y levantado (El Domo de Chingaza) contra un monoclin de buzamiento al W (Monoclin de los Farallones). La inclinación del Monoclin es tanto mayor cuanto más cerca está de la Falla de San Juanito, definiéndose unas relaciones de arrastre inverso entre las capas y la falla.

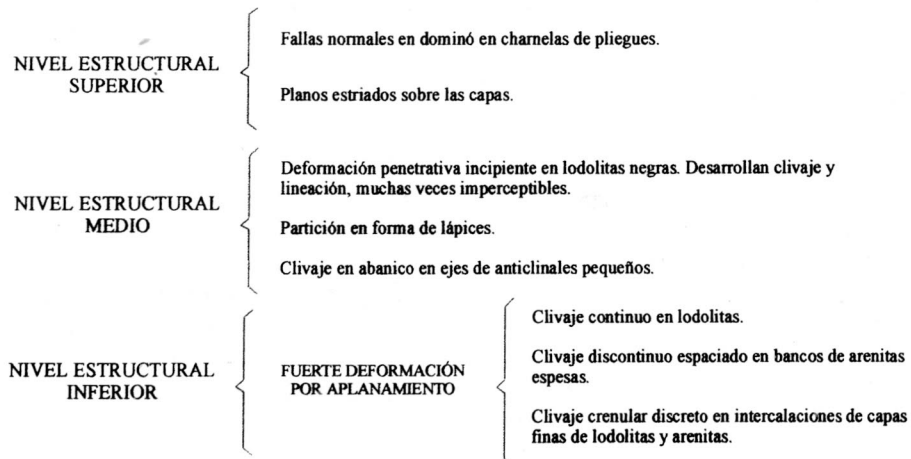
El sistema Domo de Chingaza-Falla de San Juanito-Monoclin de los Farallones presenta una intensa deformación penetrativa originada durante la fase orogénica andina. La foliación tectónica transversal que le confiere a las rocas afectadas posee una vergencia al E y a través de mediciones puntuales se obtuvieron acortamientos de alrededor del 40%. Este tipo de acortamiento ha sido subestimado o ignorado en los estudios regionales de la Cordillera Oriental.

TABLA 4

PLEGAMIENTOS



ESTRUCTURAS A PEQUEÑA ESCALA



La región de Teusacá representa un cinturón plegado de vergencia al W, opuesta a la de la región de Chingaza, donde el acortamiento se produce en pliegues de gran amplitud en corte y poca continuidad en vista de mapa. El acortamiento calculado por este tipo de plegamiento fue del 17%.

Se comprobó la existencia de una región en el Macizo de Quetame donde la deformación y el plegamiento afectan al basamento y a la cobertera. Por consiguiente no hay despegue de la segunda. Sin embargo el acortamiento del material sedimentario en la depresión estructural que indica una acumulación en este lugar y las vergencias opuestas entre ambas regiones, permiten proponer que los pliegues de la región de Teusacá se generaron por un deslizamiento de material de la cobertera hacia la depresión axial de la Cordillera Oriental.

El acortamiento por deformación penetrativa se atenúa desde el piso estructural inferior hasta el piso estructural superior. De esto se desprende que solamente es posible un balanceo por líneas en pisos estructurales superiores. Por el contrario una restauración en pisos estructurales inferiores debe complementarse con mediciones de deformación.

De acuerdo a lo expuesto, el levantamiento y la deformación del basamento y la cobertera en la región oriental, son seguidos por un deslizamiento gravitacional de la cobertera, que la plegó. Todas estas cuestas sucesivas serían consecuencia de la Fase Orogénica Andina. La presencia de la más intensa deformación penetrativa en la región de mayor levantamiento, es decir el Domo de Chingaza, hace que sea muy probable que la deformación y el levantamiento sean consecuencia del mismo campo de esfuerzos en la orogenia del Terciario.

El análisis estructural ha demostrado que no se reconocen evidencias que impliquen eventos orogénicos en un lapso que incluye el Paleozoico Superior y el Mesozoico. Tales evidencias deberían ser plegamiento, levantamiento y metamorfismo en el lapso citado.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al Geólogo Alvaro Vargas Gómez por su colaboración durante la elaboración de las figuras así como a los editores de la revista, Profesores Javier Guerrero, Jorge Brieva y Carlos Macía por su amable disposición a colaborar para que este trabajo pudiese ser publicado.

REFERENCIAS CITADAS

- BERG, R.R. (1962): Mountain flank thrusting in Rocky Mountain Foreland, Wyoming and Colorado.- *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, Vol. 46, No. 11, p. 2019-2032, Tulsa.
- BOYER, S.E. & ELLIOT, D. (1982): Thrust Systems.- *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, Vol. 66, No. 9, p. 1196-1230, Tulsa.
- BROWN, W.G. (1984): Basement involved tectonics - foreland áreas. - AAPG Continuing Education Course Note Series No. 26, 92 p, Tulsa.
- CAMPBELL, C. J. & BÜRGL, H. (1965): Section Through the Eastern Cordillera of Colombia.- *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 76, p. 567-590, London.
- CAREY, S.W. (1962): Folding.- *Journal of the Alberta Society of Petroleum Geologists*, Vol 10, No 3, p. 95-144, Alberta.
- COLLETA, B.; HEBRARD, F.; LETOUZEY, J.; WERNER, P. & RUDKIEWICZ, J. L. (1990): Tectonic style and crustal structure of the Eastern Cordillera (Colombia) from a balanced cross section. *En: Letouzey, J. (ed.), Petroleum and Tectonics in Mobile Belts*, Ed. Technips, p. 81-100, Paris.
- COOPER, M.; ADDISON, F.T.; ALVAREZ, R.; CORAL, M.; GRAHAM, R.; HAYWARD, A.; HOWE, S.; MARTINEZ, J.; NAAR, J.; PEÑAS, R.; PULHAM, A. & TABORDA, A. (1995): Basin development and Tectonic History of the Llanos Basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia.- *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, Vol.79, No. 10, p. 1421-1443, Tulsa.
- DAHLSTROM, C.D.A. (1969): Balanced cross sections.- *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol. 6, p.743-757.
- DENGO, C. & COVEY, M. (1993): Structure of the Eastern Cordillera of Colombia: implications for trap styles and regional tectonics.- *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, Vol 77, n.8, p. 1315-1337, Tulsa.
- De SITTER, L. U. (1964): Variation in tectonical style.- *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, Vol. 12, No. 2, p. 263-278. Alberta.
- ELLIOT, D. (1976): The energy balance and deformation mechanisms of thrust sheets.- *Philosophical Transactions of the Royal Society*, Vol. A283, p.289-312. London.
- _____ (1982): The construction of balanced cross sections.- *Journal of Structural Geology*, Vol.5, p 101. London.
- FABRE, A (1983): La Subsistencia de la Cuenca del Cocuy (Cordillera Oriental de Colombia) durante el Cretáceo y el Terciario. Segunda Parte: Esquema de Evolución Tectónica.- *Geología Norandina*, No. 8, p. 21-27, Bogotá.
- GUERRERO, J. & SARMIENTO, G. (1996): Estratigrafía Física, Palinológica, Sedimentológica y Secuencial del Cretáceo Superior y Paleoceno del Piedemonte Llanero. Implicaciones en Exploración Petrolera.- *Geología Colombiana*, n. 20, p. 3-66, Bogotá.
- HOMZA, T. X. & WALLACE, W. K. (1995): Geometric and kinematic models for detachment folds with fixed and variable

- detachment depths.- *Journal of Structural Geology*, Vol 17, p. 475-588, Oxford.
- HUBERT, M.K. & RUBEY, W.W. (1959): Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. Part I.- *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 70, p. 115-166.
- JAMISON, W. R. (1987): Geometric analysis of fold development in overthrust terranes.- *Journal of Structural Geology*, Vol. 9, p. 207-219.
- 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, No. 8, p. 5-20, Bucaramanga.
- _____ (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*, Vol. 81, p. 3623-3646.
- KAMMER, A. (1996): Estructuras y Deformaciones del Borde Oriental del Macizo de Floresta.- *Geología Colombiana* No. 21, p. 65-80, Bogotá.
- _____ (1997): Los Pliegues del Sinclinal de Tunja. Análisis Estructural y Modelamiento Geométrico.- *Geología Colombiana* No 22, p. 3-25, Bogotá.
- KAMMER, A. & MOJICA, J. (1995): Los pliegues de la Barrera Guataquí-Girardot: ¿ Producto de un despegue de la cobertura cretácica de la Cordillera Oriental?.- *Geología Colombiana* No. 19, p. 33-43, Bogotá.
- LAUBSCHER, H.P. (1977): Fold development in the Jura.- *Tectonophysics*, No. 37, p. 337-362, Elsevier, Amsterdam.
- McLAUGHLIN JR., D.H. & ARCE, M. (1969): Mapa geológico del cuadrángulo K-11, "Zipaquirá"- Colombia.- Ingeominas, escala 1:100.000, Bogotá.
- MOJICA, J. & KAMMER, A. (1995): Eventos Jurásicos en Colombia.- *Geología Colombiana*, No. 19, p. 41-64, Bogotá.
- MORA, A. R. (1999): Análisis estructural en la región ubicada entre la Sabana de Bogotá y la cuenca alta del Río Guatiquía. Trabajo de grado no publicado, 117 p.- Universidad Nacional de Colombia, Departamento de Geociencias, Bogotá.
- OERTEL, G. (1970): Deformation of a slaty, lapillar tuff in the Lake District, England.- *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 81, p. 1173-1188.
- PRICE, N.J. & COSGROVE, J. W. (1990): *Analysis of Geological Structures*.- Cambridge University Press, 502 p., Cambridge.
- RAMSAY, J. G. (1967): *Folding and fracturing of rocks*.- McGraw-Hill Book Company, New York, 560 p.
- RAVNAS, R. & STEEL, R. J. (1998): *Architecture of Marine Rift-Basin Successions*.- *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, Vol. 82, No. 1, p. 110-146, Tulsa.
- RENZONI, G. (1965): Mapa geológico del cuadrángulo L-11, "Villavicencio"- Colombia.- Servicio Geológico Nacional, escala 1:100.000, Bogotá.
- SCHLISCHE, R.W. (1992): Structural and stratigraphic development of the Newark basin, eastern North America, implication for the growth of the basin and its bounding structures.- *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 104, p. 1246-1263.
- SUPPE, J. & MEDWEDEFF, D. A. (1990): Geometry and kinematics of fault propagation folding.- *Ecolgae Geologicae Helvetiae*, Vol. 83, p. 409-454.
- TULLIS, T. E., & WOOD, D. S. (1975): Correlation of finite strain from both reduction bodies and preferred orientation of mica in slate from Wales.- *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 86, p. 632-638.
- WOODWARD, N. B. (1997): Low amplitude evolution of break-thrust folding.- *Journal of Structural Geology*, Vol. 19, Ns. 3-4, p. 293-301, Elsevier, London.

Manuscrito recibido, Junio de 1999.