

ACLARACION

En todo el artículo "IMBRICACIONES PALEOGENICAS AL BORDE OCCIDENTAL DE LA CORDILLERA CENTRAL, DEPARTAMENTO DE ANTIOQUIA", este volumen, lea "miocénico" en vez de "paleogénico".

La edad de las imbricaciones se deduce a partir de la edad de la Formación Antioquia ó Amagá, que respecto al evento en consideración es pre-orogénica, y que según Van der Hammen (1960), alcanza el Mioceno inferior. La discordancia que marca el límite superior de esta orogénesis se ubica en la base de la Formación Combia del Mioceno medio (?) a superior (?) (Etayo et al, 1968).

Es interesante examinar si las mismas relaciones prevalecen en el Valle del Magdalena Superior. Butler y Schamel (1988), asumen una discordancia en la base de la Formación Barzalosa; sin embargo, el aumento en el tamaño de grano de la secuencia Terciaria sugiere situar esta discordancia en la base de la Formación Honda, que por su naturaleza vulcanoclástica puede ser equivalente a la Formación Combia. Si esto es cierto, el inicio del vulcanismo de la Cordillera Central podría correlacionarse con el final del plegamiento miocénico.

BIBLIOGRAFIA

- BUTLER, K. and SCHAMEL, S. 1988. Structure along the eastern margin of the Central Cordillera, Upper Magdalena Valley, Colombia. *J. South American Earth Sciences* 1: 109-120.
- ETAYO, F. et al, 1986. Mapa de Terrenos Geológicos de Colombia. Pub. Geol. Esp. Ingeominas, Bogotá.
- VANDERHAMMEN, Th. 1960. Estratigrafía del Terciario y Maestrichtiano Continentales y Tectogénesis de los Andes Colombianos. Ser. Geol. Nat., Informe 1279.

Imbricaciones Paleogénicas al Borde Occidental de la Cordillera Central, Departamento de Antioquia

ANDREAS KAMMER*

RESUMEN

Los sedimentos de la Formación Amagá del piedemonte occidental de la Cordillera Central están afectados por fallas inversas subverticales que buzan al E y por un plegamiento regional. Las fallas representan o bien fallas tardicretáceas reactivadas del sistema Romeral o fallas nuevamente iniciadas. Estas últimas se diferencian de las primeras por sus trazos arqueados y por su asociación con abombamientos alargados dentro del basamento.

Esta tectónica se restringe al piedemonte de la Cordillera Central sin afectarla y tiene probablemente su contraparte en fallas subverticales, inclinadas hacia el W en el valle superior del Río Magdalena.

INTRODUCCION

Durante trabajos enfocados a dilucidar la tectónica tardicretácea a lo largo de la margen Occidental de la Cordillera Central se ve la necesidad de entender mejor un evento tectónico posterior hasta ahora poco considerado en cuanto su significado regional. Se trata de imbricaciones de edad todavía poco restringida, de las cuales se hace referencia de manera informal, como imbricaciones paleogénicas y que se diferencian claramente del previo ciclo orogénico de edad tardicretácea, por afectar los sedimentos molásicos de este último. Se pretende con esta contribución desarrollar unos criterios que ayuden a identificar los elementos de este evento orogénico paleogénico y que permitan diferenciarlos de las deformaciones tardicretáceas.

* Universidad Industrial de Santander. A.A. 678, Bucaramanga, Colombia.

1. AREA DE TRABAJO Y ANTECEDENTES

El área de interés (Figura 1) es el pie de monte de la Cordillera Central al W de Medellín entre los municipios de Sabanalarga y Liborina al N y Bolombolo al S. Se trata de una región de forma aproximadamente triangular puesto que el pie de monte en el N del área bajo consideración se restringe a una simple sutura y que a partir de Liborina se ensancha progresivamente hacia el S, para alcanzar sus máximas dimensiones en la región de la Pintada (Al S de Bolombolo).

En esta área E. Grosse (1926) llevó a cabo sus estudios sobre el "Terciario Carbonífero de Antioquia" que constituye hoy en día todavía la obra de referencia por su precisión cartográfica y sus innumerables y no superadas observaciones.

En la parte tectónica de esta obra E. Grosse (1926) da una descripción detallada de las fallas inversas que emplazan rocas de basamento preterciario sobre los sedimentos del terciario y que localmente muestran buzamientos bastante moderados hacia el E., hecho que lo llevó a denominarlos como "sobrescurrimientos". Sin embargo, en su mapa Grosse aplica este término indiscriminadamente, tanto para fallas paleogénicas moderadamente inclinadas como para fallas tardicretáceas que son esencialmente verticales. A título de ejemplo el "Sobrescurrimiento de Romeral" al pie de la cuchilla del mismo nombre es una sutura subvertical que no puede confundirse con fallas paleogénicas de sobrescurrimiento.

2. CUADRO GEOLOGICO

El área expone todas las unidades constitutivas de la Cordillera Central. El basamento metamórfico de edad no determinada además de formar la vertiente de la Cordillera constituye una intercalación tectónica mayor a lo largo del río Cauca entre rocas cretáceas (Figura 1).

En el S del área el basamento tanto de la intercalación como de la vertiente de la Cordillera se compone de esquistos grafitosos y verdes poco metamórficos. En el N está representado por anfibolitas inmediatamente al W de Santa Fe de Antioquia y por esquistos hornbléndicos hasta neises migmatíticos entre Liborina y Sabanalarga.

Las rocas cretáceas forman la vertiente Oriental de la Cordillera Occidental y constituyen en el E del área una faja delgada de rocas sedimentarias, volcánicas e ígneas cretáceas que separan el basamento metamórfico del pie de monte del resto de la Cordillera Central. Esta faja continúa hacia el S pero se pincha al Este de Santa Fe de Antioquia por efecto de una falla transversal (Figura 1). Todos los contactos entre Cretáceo y basamento metamórfico están constituidos por fallas verticales que se asocian al evento orogénico tardicretáceo.

En la faja cretácea al E del área Botero (1963) definió la Formación Quebradagrande cuyo miembro sedimentario se constituye principalmente por lutitas variablemente

silíceas y cuyo miembro volcánico consta de silos diabásicos y rocas piroclásticas. Rocas semejantes constituyen las unidades de la Cordillera Occidental.

A lo largo de las fallas tardicretáceas se emplazaron los intrusivos de Sabanalarga y Pueblito (Hall et al, 1972). Estas fallas se caracterizan además por la presencia de cuerpos diapíricos de serpentinita y esquistos actinolíticos (Figura 1).

Los sedimentos molásicos de la orogenia tardicretácea se conocen bajo los nombres de "Terciario Carbonífero de Antioquia" (Grosse 1926) y de Formación Amagá (González, 1976), y suprayacen las unidades del basamento metamórfico y cretáceas con una discordancia angular; a su vez son verticalizados a lo largo de las fallas paleogénicas y recubiertas discordantemente por depósitos fluviales y vulcanogénicos de las formaciones del "Neoterciario" (Grosse, 1926). Esta segunda discordancia permite fijar una edad mínima para el evento tectónico paleogénico que sería tardiomiocénica según determinaciones radiométricas en rocas volcánicas asociadas a la Formación Combia del "Neoterciario" (Restrepo et al., 1981).

La Formación Amagá se subdivide para el propósito en una secuencia inferior que comprende conglomerados, areniscas y lodolitas, que es carbonífera y una serie superior más monótona constituida por areniscas y lodolitas (cp. Delsahut y Tejada, 1983).

El "Neoterciario" se compone en el S del área examinada por los estratos vulcanogénicos de la Formación Combia y en el N por depósitos fluviales y tobáceos delgados (Parra, 1987).

3. ESTRUCTURA A NIVEL REGIONAL

El patrón estructural de la orogénia tardicretácea se recalca a escala del mapa de la Figura 1 por la disposición rectilínea de sus suturas ocupadas en gran parte por los intrusivos de Sabanalarga y Pueblito y un cuerpo menor emplazado en la falla más Occidental del área. Estas suturas son particularmente rectas en donde separan unidades preterciarias; en cambio, los límites entre unidades preterciarias y la Formación Amagá son sistemáticamente arqueados componiéndose de segmentos amplios y convexos con respecto a la Cordillera Central e inflexiones agudas cóncavas. Estos límites son o bien contactos primarios entre basamento preterciario y la Formación Amagá o bien fallas paleogénicas.

Estos segmentos arqueados se repiten en intervalos de 2 a 10 km en límites que separan unidades precretáceas de la Formación Amagá. En donde la Formación Amagá desaparece, este arqueado puede persistir y afectar también límites entre unidades preterciarias y en estos casos los intervalos adquieren dimensiones de hasta 30 km como lo muestra la falla límite Oriental de la Faja Cretácea al W de Medellín. Los lineamientos arqueados más notorios se encuentran dentro de la Cordillera Occidental (Figura 1). Obsérvese que los arcos de estos lineamientos más Occidentales adquieren

dimensiones que son 2 a 4 veces mayores que los de los límites de la Formación Amagá y su basamento preterciario.

4. ANALISIS TRIDIMENSIONAL DE LOS ARCOS

En la región de Titiribí se encuentra un arco amplio que no obstante su gran abertura se presta a un examen tridimensional debido a la exposición bastante completa del contacto entre basamento preterciario y cobertura terciaria. Este arco se extiende entre la Quebrada Sinifaná y el río Amagá abarcando un intervalo de 12 km. Su arqueo se expresa por la traza de falla más frontal del pie de monte de la Cordillera Central y los contornos curvos en los planos axiales de dos sinclinales en los alrededores de Titiribí (Figura 2).

La Figura 2 presenta una reconstrucción de los contornos de igual altura a intervalos de 200 m para la interfase del basamento preterciario y de los sedimentos de la Formación Amagá. En esta reconstrucción se aprecia claramente el buzamiento general de esta interfase hacia el S debido al cual el basamento desaparece debajo de su cobertura terciaria al sur del área examinada.

A esta tendencia general se superpone un plegamiento longitudinal que se manifiesta por unos contornos cerrados, que corresponden a tres abombamientos alargados en dirección N-S, los cuales están alineados en dirección E-W. La ubicación de estas culminaciones coincide con la mayor extensión lateral del arco; además parece que la formación de los dos sinclinales menores de Titiribí no interfirió con el abombamiento longitudinal del arco, ya que el contorno de 1400 m de la culminación principal se encuentra en la prolongación directa con el de la culminación que separa los dos sinclinales menores.

Parece pues que el mismo plegamiento se expresa tanto en el plano del mapa por los trazos arqueados de las fallas y los planos axiales de los sinclinales como en planos verticales de dirección N-S por los abombamientos alargados. Obsérvese también que los sinclinales en los alrededores de Titiribí se pinchan hacia la terminación septentrional del arco, y que, según los datos del subsuelo, alcanzan una mayor profundidad hacia la parte central del arco (Figuras 4a y 4b). Esta coincidencia entre intensidad de plegamiento y arqueo es otro índice para el desarrollo simultáneo de las estructuras.

Un segundo arco que se presta a un análisis tridimensional se presenta en la Loma Hermosa al SW de San Jerónimo.

Allí el arqueo se resalta por las trazas curvas de tres sinclinales poco profundos situados en la cresta de la loma (Figura 1). El techo del basamento preterciario se marca por un afloramiento aislado en el promontorio más septentrional (Véase el Mapa 2 de Grosse, 1926); la topografía actual debe corresponder aproximadamente a la interfase entre terciario y basamento preterciario. Hacia el río Aurra al N de la Loma, los tres sinclinales pequeños de la Loma se pinchan. En la pendiente meridional de la loma y

al S de la Quebrada La Sucia persiste únicamente el mayor de los tres sinclinales.

Este comportamiento hace suponer otra vez que el plegamiento adquiere su máxima intensidad en las culminaciones de los abombamientos longitudinales.

5. PERFILES

Por tratarse de planos curvos no es posible estimar el buzamiento de las fallas ni de los planos axiales a partir de sus trazos topográficos por la regla de los tres puntos. Por consiguiente, hay que confiar en las medidas de buzamiento o buscar datos de subsuelo; estos se obtuvieron de los socavones de la mina del Zancudo al NE de Titiribí (resumidos en Grosse, 1926) y para el sinclinal situado en las proximidades de la población de Titiribí se verificó un buzamiento de 55° E (Figura 4b). Básicamente se repitió la construcción de la Figura 77 en Grosse (1926).

Otros buzamientos se dedujeron a partir de "dip slopes" constituidos por las unidades terciarias.

Para la construcción de los perfiles se consideraron además los siguientes criterios:

1. Criterios de polaridad de la Formación Amagá, tales como la disposición de paleocanales, estratificación cruzada, calcos de carga, etc.
2. El grado de convergencia de los estratos en los sinclinales; flancos convergentes se asociaron a sinclinales poco profundos, mientras que flancos subparalelos se proyectaron a profundidades mayores.
3. Un espesor de 320 m para la parte inferior de la Formación Amagá en el perfil a de la Figura 3, derivado a partir de límites cartografiados.

Combinando estos datos se obtuvieron cortes transversales con fallas y planos axiales dispuestos en forma de abanico con buzamientos de la 60° a 70° a lo largo del pie de monte de la Cordillera Central y buzamientos entre 20° a 30° para las fallas frontales que separan la Cordillera Central de la Cordillera Occidental.

El acortamiento que se dedujo a partir de los perfiles midiendo la extensión del contacto plegado entre la Formación Amagá y su basamento varía entre el 12% al n y 29% más hacia el S. (Figura 3a -d).

6. CORRELACION REGIONAL DE LAS FALLAS MIOCENICAS

Comparando las estructuras miocénicas que se marcan por su patrón arqueado con los lineamientos tardicretáceos que se caracterizan por una disposición originalmente rectilínea y la presencia de serpentinitas se pueden diferenciar tres casos:

1. Suturas cretáceas no reactivadas.
2. Fallas cretáceas reactivadas durante la Orogenia Miocénica.
3. Fallas miocénicas independientes de suturas anteriores.

Estos casos se tipifican al N de la Cuenca de Sopetrán (Figura 1), en donde la Formación Quebradagrande se acuña, posiblemente por el levantamiento del basamento metamórfico alrededor de la estribación más Occidental del Batolito Antioqueño.

Al N de Sopetrán la falla límite oriental de la faja Quebradagrande se divide en dos ramales. El ramal oriental continúa el rumbo N-S de esta sutura importante y por la presencia de serpentinitas al W de San José de la Montaña se identifica inequívocamente como lineamiento del caso 1 o 2, según su curso recto al NE de Liborina o su trazo arqueado cerca de la ramificación.

El ramal transversal de dirección NW interrumpe la faja de Quebradagrande hacia el N interconectando las fallas límites de dicha faja oblicuamente. Se asocia al levantamiento miocénico de la Cordillera, ya que hace parte de un arco mayor (caso 3). Paralelo a este ramal se encuentra una falla menor delimitando un pequeño sinclinal de sedimentos terciarios en la anfibolita de Sucre representando otro ejemplo del caso 3.

Correlacionando las fallas paleogénicas se establece que a diferencia de las suturas tardicretáceas sus cursos no son continuos. Tomando el sinclinal frontal como ejemplo se observa que al S de Anza, este delimita basamento metamórfico de la Cordillera Central contra volcanitas cretáceas de la Cordillera Occidental y que al N de Anza éste se ramifica formando tres sinclinales menores que se pinchan hacia el N (Figura 1). Su relevo se hace por la falla limitante del flanco inverso del sinclinal Pueblito-Quebrada Seca que al N de Santa Fe de Antioquia vuelve a delimitar el basamento metamórfico de la Cordillera Central, esta vez contra la Diorita de Sabanalarga. Entre Santa Fe y Anza el contacto entre basamento metamórfico y Diorita de Sabanalarga no se reactivó durante el paleogeno (sutura del caso 1).

Siguiendo la falla frontal más hacia el N se anota un arqueado bien definido con pequeños intervalos en el Llano de Bolívar al N de Santa Fe. Entre Liborina y Sabanalarga se pierden los sedimentos terciarios pinchados contra el basamento metamórfico y la Diorita de Sabanalarga y concomitantemente la sutura entre ambas unidades asume un curso rectilíneo (caso 1).

7. DEFORMACIONES

Las deformaciones que acompañan el plegamiento paleogénico son frágiles y poco penetrativas. Dentro de la Formación Amagá una esquistosidad transversal incipiente se detecta únicamente en areniscas de partes profundas de los sinclinales mayores (Figura 5d). Sin embargo en bancos conglomeráticos no se manifiesta ninguna defor-

mación que dé un alargamiento o una orientación preferencial de los cantos.

Los sedimentos poco inclinados de la Formación Amagá son afectados esporádicamente por fallas discretas y no penetrativas (Figura 5c).

En la cercanía de los sinclinales el basamento metamórfico está afectado por una deformación frágil bastante notoria cuyos planos de falla son mineralizados en la región de Titiribí (Figura 5e). Partes filíticas presentan bandas de "kink". No es claro si estas bandas se asocian a la compresión tardicretácea o paleogénica.

A escala regional una deformación interna del basamento se manifiesta por la orientación variable de los pliegues precretáceos. En la región de Titiribí los ejes de pliegue cambian tanto en su dirección como en su buzamiento de acuerdo con el abombamiento del arco (compárese en la Figura 2 las dos flechas, cada una representando la principal orientación de los pliegues). Estas relaciones indican otra vez que el abombamiento se hizo por un plegamiento regional que curvó las trazas de las fallas que inicialmente debieron ser rectas.

Todas las fallas inversas a escala del mapa que se examinaron en afloramiento contienen cataclitas no consolidadas ("fault gauge", véase Sibson 1977), que en su aspecto macroscópico parecen a salbandas de depósitos hidrotermales. Este material se encuentra en espesores de hasta 50 cm y engloba concreciones silíceas indicando que la deformación fue acompañada por una cierta movilización de la sílice.

Las Figuras 5a y b demuestran dos casos particulares de tales "salbandas". En la Figura 5a se desarrolló una "salbanda" en el contacto entre areniscas de la Formación Amagá y esquistos grafitosos del flanco Oriental del sinclinal de la Mina del Zancudo (ubicación en la Figura 4a). Los esquistos grafitosos al lado muestran un microplegamiento que indica el mismo sentido de arrastre que se ve en la foliación cizallada por debajo de la salbanda.

El segundo ejemplo (Figura 5b) ilustra una "salbanda" que se generó al borde de una serpentinita de una falla tardicretácea. La serpentinita está predestinada normalmente como horizonte de deslizamiento. En este caso retuvo su rigidez durante el fallamiento miocénico conservando las estrías horizontales de uno de los eventos tectónicos tardicretáceos.

En el sinclinal de la quebrada Las Juntas (Figura 4a) y a lo largo de la falla frontal del Llano de Bolívar al N de Santa Fe de Antioquia (Figura 1) se dedujeron, a partir de mediciones de fallas estriadas, las direcciones principales de los elipsoides de deformación (Figura 6).

Para el sinclinal de la quebrada Las Juntas se obtuvo un alargamiento que buza de 60° a 75° hacia el E y una dirección intermedia horizontal y de dirección N-S que coincide con el eje del sinclinal (Figura 6a; ubicaciones en las figuras 2 y 4a). En la falla frontal del Llano de Bolívar se comprobó en dos estaciones de medición que el alargamiento

principal es paralelo al rumbo de los estratos arqueados con buzamientos subverticales y que la dirección intermedia es vertical (Figura 6b y c).

Estos dos diferentes comportamientos se explican posiblemente por:

1. La magnitud del movimiento inverso que es mucho mayor en el sinclinal de la quebrada Las Juntas que en Llano de Bolívar.
2. Por la curvatura variable de los arcos.

El arco de Titiribí es muy abierto y puede ser aproximado a un segmento circular con un radio de 26 km (curvatura 0,04/km) mientras que en el llano de Bolívar los arcos son apretados y tienen radios circulares de sólo 4,5 km (Curvatura 0,22/km).

Queda por saber si este alargamiento horizontal de los arcos apretados se debe a un plegamiento de tipo "Buckling" por deformación longitudinal tangencial (Ramsay 1967, Figura 7-67). En este caso debería manifestarse un acortamiento de dirección N-S en la parte inferior de los arcos. Pero tales relaciones no se demuestran fácilmente, ya que en el basamento no se dispone de criterios que permitan diferenciar deformaciones paleogénicas de otros eventos.

8. CONCLUSIONES

El acortamiento paleogénico produjo en el área de interés una combinación de pliegues convergentes hacia el W y fallas inversas buzando hacia el que corresponden a los "sobrescurrimientos" de Grosse (1926). Esta tectónica se manifiesta más que todo por el contacto plegado entre la Formación Amagá y su basamento preterciario; los pliegues se manifiestan tanto en dirección transversal como longitudinal con respecto a la dirección de la Cordillera Central, llamados aquí como abombamientos alargados de dirección N-S. En el mapa, el patrón de este plegamiento corresponde a las trazas arqueadas de las fallas y de los sinclinales, que se caracterizan por una continuidad poco notoria, a diferencia de las suturas tardicretáceas.

La coexistencia y superposición de los dos patrones muestra que el arqueado es un efecto tectónico de la orogenia paleogénica y no el resultado de una disposición inicial como parece ser el caso en cinturones orogénicos mayores, tales como los Alpes y los Apalaches (Eldredge et al., 1985).

En los arcos examinados se muestra que la intensidad del plegamiento transversal aumenta hacia los centros de las culminaciones y que los ejes del plegamiento precretáceo dentro del basamento metamórfico sufren desviaciones conforme a este abombamiento. Con estos criterios de los arcos se clasifican como "oroclinas" (Marshak, 1988).

Simulaciones de pliegues abombados que se asocian a "sheet folds" se produjeron

acrecentando capas de arena delante de una pared móvil en cajas de compresión (Mulugeta et al., 1987).

Estos experimentos se concibieron para simular las estructuras internas de un abanico imbricado delante de un cinturón plegado (véase la Figura 3 en Mulugeta et al., 1987); sin embargo, no explican adecuadamente las imbricaciones paleogénicas. Mientras que dichos experimentos presumen un horizonte de despegue, que es el piso de la caja de compresión, la tectónica paleogénica es de tipo "thick-skinned"; es decir, las fallas paleogénicas no se reúnen en una falla maestra a mayor profundidad sino tienen un origen profundo:

1. A lo largo de la falla paleogénica que acuña la faja de Quebradagrande al W de Santa Fe de Antioquia se encuentra un intrusivo postcinemático con respecto a esta falla (Figura 1; Kammer 1969).
2. En los perfiles se averigua que el área levantada por encima de un nivel de referencia no corresponde a la intensidad de plegamiento del contacto entre basamento preterciario y Formación Amagá; es decir, el levantamiento de la Cordillera Central no se debe a un mecanismo de acreción a lo largo de las fallas paleogénicas. (En el caso contrario la profundidad de un horizonte de despegue y el acortamiento de los sedimentos acrecionados debería ser proporcional al área levantada según:

$$d(1-1') = A$$

en donde d = profundidad del horizonte de despegue; 1 = longitud original, $1'$ = longitud actual y A = área levantada).

Al contrario de una tectónica de tipo "foreland thrust belt", las deformaciones de la tectónica paleogénica tales como se decifran por los trazos arqueados de sus fallas se restringen únicamente al piedemonte de la Cordillera Central sin afectar esta última. Así pues, al N del área de interés en donde el piedemonte tiende a desaparecer, los efectos de la tectónica paleogénica son virtualmente ausentes.

Si la tectónica paleogénica se restringe al valle del río Cauca debe tener su equivalente en la Cuenca del Río Magdalena.

Una probable contraparte se describe para el valle del Magdalena superior (Butler y Schamel, 1988), cuyos sedimentos cretáceos están afectados por imbricaciones convergentes hacia el E, cuyas fallas de cabalgamiento se unen en el basamento con tres a cuatro fallas inversas profundas. Por no involucrar las Formaciones Barzalosa y Honda, esta tectónica parece haber finalizado en el Oligoceno. De esta manera se puede afirmar que la tectónica paleogénica se manifiesta en ambos valles interandinos por fallas inversas con convergencias opuestas e imbricaciones dirigidas hacia los antepaíses de la Cordillera Central.

AGRADECIMIENTOS

Quiero expresar mis agradecimientos sinceros a los geólogos: LUIS EDUARDO TOBON quien siempre ha estado dispuesto a acompañarme al campo, y a LUIS ENRIQUE CRUZ, por su ayuda en la redacción del texto.

ABSTRACT

At the western border of the Cordillera Central the Oligocene Miocene sediments of the Amaga Formation are affected by steeply east dipping reverse faults and a regional folding, which represent a last orogenic event in this area.

The faults are partly reactivated late Cretaceous sutures of the late cretaceous Romeral system but consist also of newly initiated faults which distinguish themselves from the older ones by their arched outlines and which contributed to the formation of oroclines.

The faults restrict themselves to the Cauca Valley and the foothills of the Central Cordillera but do not affect the Cordillera itself. They probably have their counterparts in steeply west dipping faults of the upper Magdalena Valley.

BIBLIOGRAFIA

- ALVAREZ, A. J. (1983): Geología de la Cordillera Central y el Occidente Colombiano y Petroquímica de los Intrusivos Granitoides Mesocenoicos. Bol. Geol. Ingeominas 26/2, 175p; Bogotá.
- BOTERO, A. G. (1963): Contribución al Conocimiento Geológico de la Zona Central de Antioquia. An. Fac. Minas. 57, 101p, Medellín.
- BUTLER, K. and SCHAMEL, S. (1988): Structure Along the Eastern Margin of the Central Cordillera, Upper Magdalena Valley, Colombia. Journal of South American Earth Sciences 1/1, 109-120.
- DELSAHUT, B. y TEJADA, F. (1983): Utilización de Análisis Litoestratigráficos para Correlación de Mantos de Carbón en la Formación Amagá (Antioquia). Dyna 102, 15-19, Fac. de Minas, Medellín.
- ELDREDGE, S. BACHTADSE, V. and VAN DER VOO, R. (1985): Paleomagnetism and the Orocline Hypothesis. Tectonophysics 119, 153-179.
- GONZALEZ, H. (1980): Geología de las Planchas 167 (Sonsón) y 187 (Salamina). Bol. Geol. Ingeominas 23/1, 174p, Bogotá.
- GROSSE, E. (1926): Estudio Geológico del Terciario Carbonífero de Antioquia. Reimer, Berlín.
- HALL, R. B., ALVAREZ J. y RICO H. (1972): Geología de Parte de los Departamentos de Antioquia y Caldas. Bol. Geológico XX/1. Ingeominas, Bogotá.
- KAMMER, A. (1986): Tectónica y Estructura en el Valle del Cauca al NE de Santa Fe de Antioquia. Publ. Esp. de Geología 30, Universidad Nacional, Medellín.

- MARSHAK, S. (1988): Kinematics of Orocline and Arc Formation in Thin Skinned Orogens. *Tectonics* 7/1, 73-86.
- MULUGETA, G. and Koyi, H. (1987): 3-D Geometry and Kinematics of Experimental Piggy Back Thrusting. *Geology* 15, 1052-1056.
- PARRA, N. (1987): El Volcanismo Pleistoceno en la Cuenca de Santa Fe de Antioquia; Formación El Llano. Mem. J. Sem. "Gerardo Botero Arango", Univ. Nal. de Colombia, Seccional Medellín, 135-151.
- RAMSAY, J. G. (1967): *Folding and Fracturing of Rocks*. McGraw-Hill, N. Y.
- RESTREPO, J., TOUSSAINT J. F. y GONZALEZ, H. (1981): Edades Miopliocenas del Magmatismo Asociado a la Formación Colombia. *Geol. Norandina* 3, 21-16, Bogotá.
- SIBSON, R. H. (1977): Fault Rocks and Fault Mechanisms. *J. Geol. Soc. London* 133, 191-213.