

2.2.3.4. Correlación estratigráfica

Las sedimentitas aquí estudiadas se pueden correlacionar en edad con el Miembro Fredonia de la Formación Carbonífera de Amagá, denominación dada por Guzmán (En preparación) a este conjunto de sedimentos, más concretamente con el conjunto conglomerático basal del Miembro Superior definido por Delsahut y Tejada (1982), y Guzmán y Sierra (1984). Sin embargo es necesario tener presente que existen algunas diferencias faciales entre lo observado en la cuenca del Alto de Nicanor y lo visto en otras cuencas; tales como la presencia de paraconglomerados y ausencia de carbones.

Suponiendo que esta correlación se pueda efectuar se le asigna a la unidad una edad Oligocena de acuerdo con lo propuesto por varios autores para los miembros subyacentes (Grosse, 1926; Posada (1936); Van der Hammen , 1958; Escobar y Rozo, 1984).

En cuanto a la categorización estratigráfica de las sedimentitas es necesario anotar que las características propias de estos estratos no descartan la posibilidad de que puedan elevarse a la categoría de Miembro; no obstante dado que se carece de suficiente información, se propone informalmente designar esta secuencia como "Sedimentitas del Alto de Nicanor".

2.2.3.5. Relación de la Cuenca del Alto de Nicanor con la Cuenca de Amagá

Los aspectos sedimentarios y tectónicos hacen suponer que la cuenca del Alto de Nicanor estuvo separada de la cuenca de Amagá debido a las siguientes razones:

- Ausencia de estratos de carbón en el Alto de Nicanor y presencia de estos en la cuenca de Amagá, lo cual sugiere que las condiciones de depositación para estas cuencas fueron diferentes.

- Existencia de actividad cuaternaria en la cuenca de Nicanor, lo que hace pensar que los controles tectónicos sobre la depositación continuaron actuando para ésta, mas no para la de Amagá.

- El alargamiento de la cuenca obedece a la generación de un componente de rumbo relacionado con el desarrollo de fallas sintéticas asociadas a reactivaciones de las fallas de Piedecuesta y la Paja (Veáse capítulo 3.), aunque este es un problema que está por resolverse.

2.2.4. Otras cuencas

Al Norte de Nicanor, sobre la región de Montañita afloran sedimentos conglomeráticos correlacionados con la parte basal de la Formación Carbonífera de Amagá, ésta no fué

estudiada, pero su eje de alargamiento es muy parecido al de la paleocuenca del Alto de Nicanor.

Sobre las cabeceras de la quebrada Piedras Verdes (Nordeste de Fredonia) afloran conglomerados arenosos claros controlados estructuralmente por dos segmentos escalonados de la falla de Romeral. La cuenca donde afloran estos sedimentos tiene dirección Norte Sur y puede pertenecer a una cuenca incomunicada durante la depositación Eoterciaria.

2.3. Formación Combia

En el extremo Sur (Fredonia) y Oeste (Venecia) de la región de Amagá afloran rocas volcano-sedimentarias. Grosse (1926) la definió y cartografió como Formación Combia, porque en el Alto de Combia aflora su localidad tipo. Existe un Miembro Sedimentario y otro Volcánico, ambos definidos informalmente y aun no se ha elaborado una cartografía geológica que los diferencie.

Las partes volcánicas de la Formación es la mejor estudiada y los trabajos que se han realizado hacen hincapie en su interpretación petrogenética y petroquímica.

Los magmas que originaron esta secuencia son toleíticos con tendencia calcoalcalina que proporcionaron erupciones

de gran magnitud, representando los cuerpos andesíticos los paleocuellos volcánicos con derrames de lavas basáltica y andesítica (Jaramillo, 1976; González, 1980).

Las andesitas pueden ser producto de cristalización fraccionada con asimilación o fusión diferencial de un Basalto Toleítico (González, 1980).

Relaciones Sr^{87}/Sr^{86} de 0.7132 para una mela-latita y 0.7177 en un pórfido dacítico indican un magma contaminado con materiales siálicos (Restrepo, 1985). Según este autor los magmas penetraron por zonas tensionales asociadas con movimientos de falla dextral y sinistral del Sistema de Fallas Cauca-Romeral.

MacDonald (1980) explica que el vector promedio de anomalías paleomagnéticas sobre los intrusivos andesíticos de Venecia-Titiribi puede ser explicado por la deformación dúctil y frágil de las Fallas de este Sistema.

En la margen oriental del Cerro El Gazú, Noroeste de Venecia afloran brechas volcánicas conglomeráticas y arenosas con cristales de granate color rojo-marrón con desarrollo de caras cristalinas, generalmente euhedrales. Este afloramiento no ha sido reportado en la actualidad por ningún autor. Los granates son de origen ígneo ya que se observan incluidos dentro de algunos cantos de

andesitas. Varias muestras fueron entregadas al profesor Jorge Julian Restrepo para su estudio, quien indica que la presencia de este mineral puede representar un componente siálico para la FC.

La Formación Combia descansa discordantemente sobre la Formación Carbonífera de Amagá de edad Pre-Miocena Inferior. Radiométricamente ha sido datada por Restrepo y otros (1981) con valores entre 9 y 6.3 M.a (Mioceno tardío).

2.4. Conglomerados de Ebéjico

Grosse (1926) detalló en la región de Ebéjico, Sopetrán y San Jerónimo un conjunto de conglomerados, areniscas y areniscas arcillosas.

Los conglomerados pueden tener un espesor de 150 m (Grosse, 1926), contienen guijarros de andesita, bloques de carbón y de arenisca de la Formación Carbonífera de Amagá y Combia.

Por estar en discordancia angular con el conglomerado basal de FCA, Grosse (1926) los considera posteriores al plegamiento y erosión posterior de esta formación.

2.5. Derrumbes y depósitos hidrodinámicos recientes

Estos depósitos son de edad holocena, generalmente son deslizamientos de masa y flujos de arena aluvial que se relacionan casi siempre con fallas geológicas.

Los deslizamientos están ubicados en zonas de escarpe de falla y algunos son siempre extensos y sirven de asentamiento a algunas poblaciones tales como Amagá que se encuentra ubicada sobre un cono de deyección compuesto de material cascajoso (Figura 19).

Dentro de los depósitos hidrodinámicos se pueden encontrar flujos de lodo y arena acompañados de flujos de escombros haciendo parte de rellenos de valles y abanicos aluviales (Page y James, 1981). (Véase Figura 20).

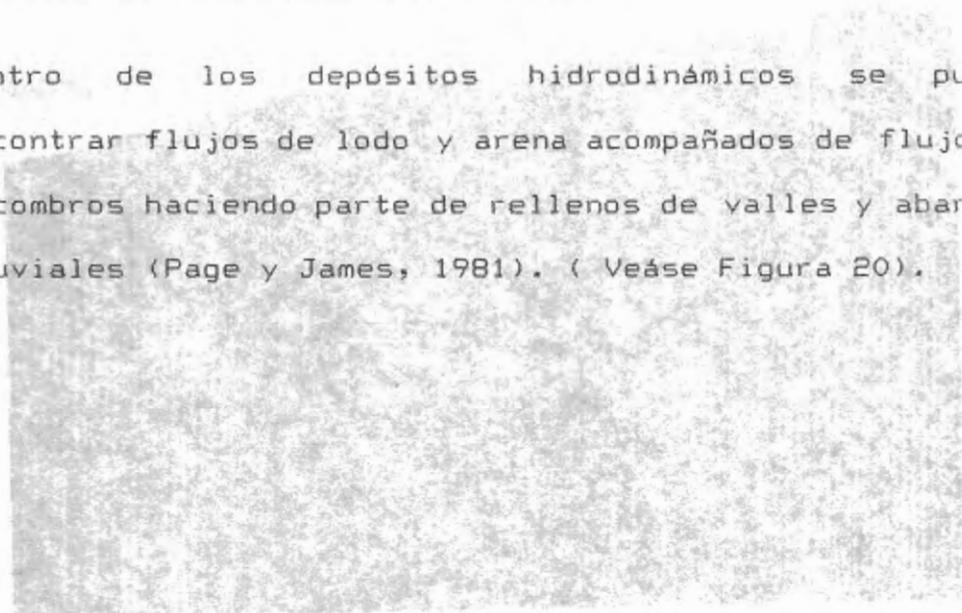


Figura 19. Vista aérea
de Amagá, sobre el cono
de deyección de la
falla de Amagá, con
el río Amagá.

Figura 20. Vista
aérea de un
abanico aluvial
de Amagá.



Figura 19. Vertiente occidental de la zona urbana de Amagá. Cono de deyección conformado por detritos y bloques de Diorita erosionados por escarpe relacionados con la Falla de Amagá que controla esta cuenca.



Figura 20. Localidad Taparral-Santa Ana (Angelópolis). Flujo de lodo y arena aluvial en forma de abanico. Muchos de estos depósitos pueden estar relacionados con actividad tectónica reciente. Vista desde el Sur.

3. TECTONICA

La región donde se ha desarrollado este estudio representa un terreno deformado por fuerzas tectónicas que produjeron desplazamiento y rotación sobre las unidades por medio de fallas rumbo paralelas o subparalelas con la disposición general de las litologías.

El trabajo de investigación de Martínez y Ruiz (1984) estuvo enfocado a describir las estructuras tectónicas en el campo de la deformación dúctil. Documentaron ocho fases tectónicas superpuestas sobre las unidades post-Jurásicas.

Esta investigación está enfocada hacia el medio de deformación frágil, osea se plantean los mecanismos de cizallamiento regional y local asociados con el Sistema de Fallas Cauca-Romeral y su implicación en la generación de la cuenca de Amagá-Heliconia.

3.1 Deformación estructural durante Paleozoico

3.1.1. Formación de pizarras arcillosas

La actividad paleozoica está poco difundida en el área de estudio. Las metasedimentitas Pre-Devónicas de la Formación de Pizarras Arcillosas muestran texturas claramente residuales que sugieren movimientos internos diferenciales de poco significado.

En La Cantarrana (Occidente de Angelópolis), Martínez y Ruiz (1984) documentan estructura de flujo relacionada con la esquistosidad actual de la roca.

Un examen detallado a nivel microscópico caracteriza una foliación lepidoblástica (Ver Fig. 21) e indica como mínimo una fase tectónica, sin que se pueda precisar el periodo en el cual ocurrió.

3.1.2. Actividad paleozoica del sistema de Fallas Cauca-Romeral

El Sistema de Fallas Cauca-Romeral (SFCR) en el Paleozoico presenta muy marcadamente el desarrollo de estructuras En-échelon que probablemente se han originado por deformaciones de dilatación no rotacionales. Evidencia de este estilo estructural lo constituye el acomodamiento tectónico de gneises graníticos intrusivos sintectónicos de edad devónica. ✓

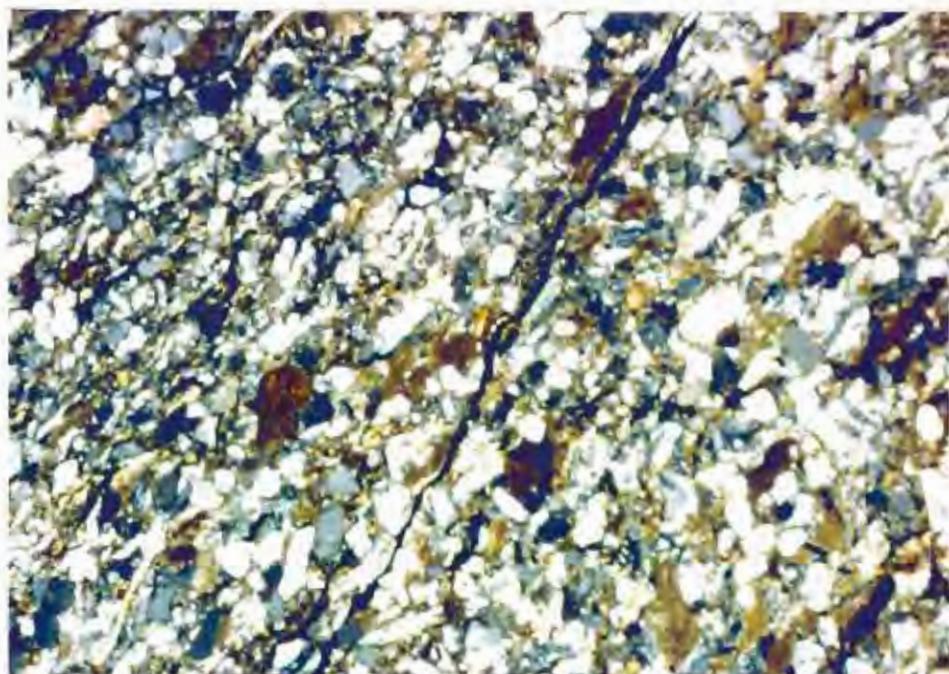


Figura 21. Localización: Piedecuesta, Noreste de Amagá. Foliación lepidoblástica (Biotita) en matasedimentos de la formación de pizarras arcillosas (Nícoles, cruzados).

3.1.2.1. Introducción

La disposición de cuerpos en-échelon se puede dar de dos formas:

1. Cuerpos que registran dilatación compatible con cizalla simple
2. Cuerpos en los que observa gran dilatación inicial seguida de rotación. El análisis que presentaremos a continuación hace parte de la teoría para el desarrollo de estructuras en-échelon propuesta por Ramsay and Huber (1987) y Beach (1975); en particular nos referiremos a los cuerpos mencionados en primera instancia, dado que son los que muestran una disposición similar a la observada en el área de estudio.

Los cuerpos que no conllevan rotación son de apariencia no sigmoidal y generalmente no se ven afectados por fenómenos de presión-solución. En la figura 22 se observan dos ejemplos clásicos de estructuras no sigmoidales. Un caracter común es que la dilatación es muy constante; es decir, en el caso más simple las paredes se encuentran separadas por una distancia constante.

Otra propiedad es que la extensión cambia muy poco a través de la zona, como se puede ver en la figura 23a.

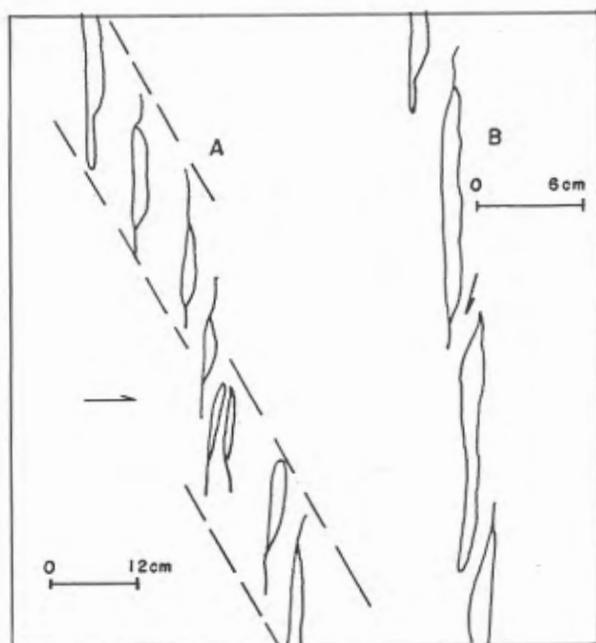
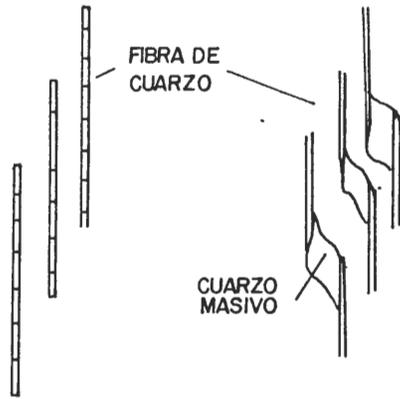


FIG:22 Ejemplar de dislocaciones no sigmoidales en-écheleon.

(Tomado de Beach, 1975)

A



B

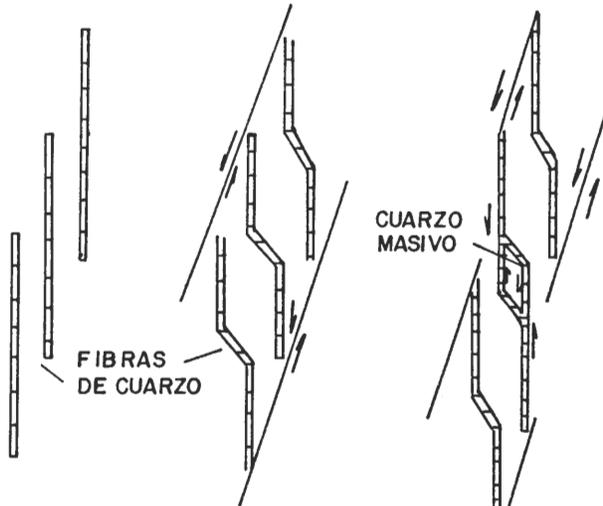


FIG: 23 Modelos de dilatación en venas de cuarzo (Segun Beach, 1975).

donde los cuerpos hacen un ángulo muy bajo con la zona de fallamiento; así cuando un cuerpo termina otro aumenta su dilatación.

Es posible detectar más de dos tipos principales de dilatación. El primer caso se ilustra en la figura 23a donde como modelo se ponen venas de cuarzo fibroso desplazadas y entre ellas se encuentra cuarzo masivo, se puede interpretar esto de la siguiente forma: Las venas fibrosas se originaron primero, luego fueron rotas a lo largo de una línea levemente oblicua a su longitud y posteriormente se separaron de tal forma que el cuarzo masivo se encuentra relleno el espacio formado; la disposición que se muestra en la figura 22b se forma al parecer de una manera similar, esto se puede deducir teniendo presente que la roca que se encuentra entre las terminaciones de las venas sufre doblamiento y adelgazamiento durante la dilatación; este patrón es común en cuerpos que hacen un ángulo bajo con las zonas que los contienen. El segundo tipo representa una historia más compleja de formación en-échelon seguida por "Kinking" y dilatación, este proceso se ilustra en la figura 23b. Una estructura semejante se muestra en la figura 22a, donde el desplazamiento de la zona en-échelon es un indicio de que este mecanismo operó.

3.1.2.2. Gneises intrusivos paleozoicos

Hacen parte de éstos, el conjunto Gnéisico tonalítico de Horizontes, el Gneis granítico de Montegrande y el granito Gnéisico de Palmitas, posiblemente estén relacionados con este conjunto el Ortogneis del Alto de Minas y el Gneis de La Iguaná.

Afloran en el extremo Noreste de la Cordillera Central donde han sido cartografiados por Grosse (1926) en las planchas 1 y 2 (Veáse figura 24).

Estos cuerpos presentan una textura protoclásica lepidoblástica que indica el carácter sintectónico de estos, rasgos de deformación posteriores fueron documentados por Grosse (1926).

Los contactos de estos gneises son generalmente fallados con las rocas intruidas lo que pone en evidencia su emplazamiento tectónico, además se reporta en algunas zonas autometamorfismo térmico (Restrepo, 1986).

3.1.2.3. Características estructurales

El SFCR regionalmente se ha limitado al Este por la Falla de San Jerónimo y al Oeste por la Falla de Sabanalarga, sin embargo el carácter estructural de estos intrusivos pone en evidencia que este sistema se puede prolongar en

el Noroeste hasta el sistema de río Chico. (véase plancha 130; Mejía y otros, 1983)

Estructuras en-écheleon: Los Cuerpos de Gneis (CN) en el Norte de la Cordillera Central presentan una disposición en-écheleon compatible con una zona de falla simple no rotacional, esto se evidencia por la apariencia no sigmoidal de estos, que generalmente forman un ángulo muy bajo con el sistema de fallas en el cual están contenidos.

Retomando lo propuesto por Beach (1975) la disposición de los CN parecen corresponder a una secuencia de eventos en los que las zonas de falla inmediatamente asociadas se desplazaron a lo largo de líneas que las intersectaban con ángulos bajos; el espacio generado fue ocupado por los intrusivos gneísicos mostrando un arreglo como el que se observa en la figura 24, muy similar al modelo propuesto por el autor antes mencionado.

Otra evidencia que apoya este esquema es que las rocas del complejo polimetamórfico que se encuentran entre estos CN exhiben doblamiento y adelgazamiento.

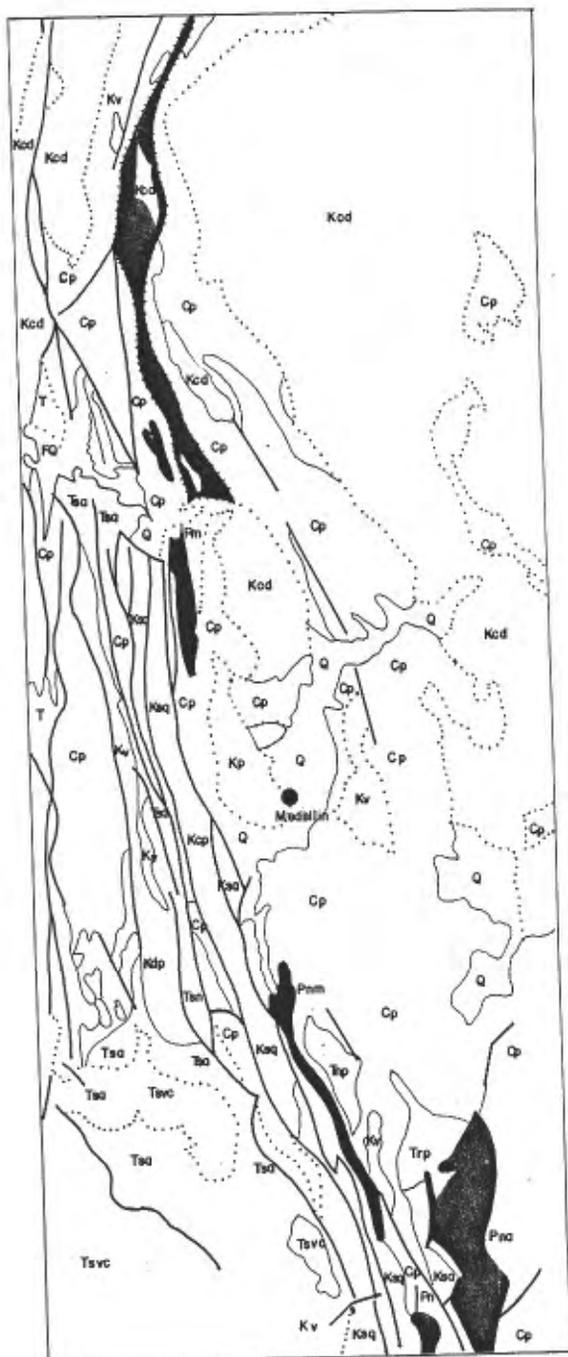
El carácter textural protoclastico que se encuentra hacia los márgenes de los cuerpos en contraste con las texturas graníticas que se presentan hacia el centro se podría explicar asumiendo que los extremos de los CN estuvieron

CONVENCIONES

- Cp Complejo metamórfico de la C. Central - Pal. I
- Pn Cuerpos Neisicos Paleozoicos
- Kv Rocas ultramáficas del K. medio
- Kaq Rocas sedimentarias y volcánicas del K. medio
- Kdp Dórito con variaciones a grabo (Kg), K. medio
- Kod Rocas intrusivas cuarzoalbiticas del K. sup.
- Tsa Rocas sedimentarias del oligoceno. Mioceno conglomerados areniscas lutitas y carbones
- Tsvc Rocas volcánico-sedimentarias del Mioceno-Plioceno
- Q Sedimentos cuaternarios sin diferenciar

FIG 24 : Mapa geológico regional, adaptado de INGEOMINAS (1979)

0 5km



sometidos a mecanismos de dilatación que originaron la orientación de los minerales en tanto que las partes centrales no se vieron afectadas. También hacia los contornos externos, Escobar y Márquez (1990) reportan recristalización de minerales tales como cuarzo, biotitas y feldespatos que previamente a la intrusión del Batolito de Ovejas (72 M.a.) estaban plegados por Kink en biotita, maclas dobladas y cuarzo fuertemente odulatorio.

3.1.2.4. Edad

Varios investigadores han reportado edades que varían entre el Paleozoico y el Mesozoico para estos CN, pero el reporte más probable es el periodo Devónico publicado por Restrepo y Toussaint (1982) para el Ortogneis del Alto de Minas (área de la quebrada La Miel) en isócronas de Rb/Sr. Este dato puede ser representativo si se considera que en algunos contactos con las rocas del Complejo Polimetamórfico de la Cordillera Central se han desarrollado cornubianitas andalucíticas y silimaníticas.

Al considerar los CN sintectónicos es muy probable que al SFCR se le pueda asignar una edad inicial por lo menos Devónica.

3.1.2.5. Discusión

La posición de los cuerpos gneísicos asociados con el SFCR pone en evidencia que su emplazamiento ha sido controlado por este sistema.

El carácter sintectónico del CN hace suponer que la actividad del sistema durante el Paleozoico posibilitó el ascenso de magmas graníticos que se intruyeron a los largo de fracturas en-échelon generadas en las litologías preexistentes.

Los modelos de fallamiento de rumbo propuestos por varios investigadores a partir de la década del setenta apoyan la formación de espacios distensionales asociados con desplazamientos direccionales. (Leáse entre otros Aydin and Nur, 1982).

El poco espesor que debió tener la corteza continental en este momento facilitó el emplazamiento estos cuerpos.

La posición actual de los CN refleja un desplazamiento de rumbo para estas fallas durante el Paleozoico.

Si bien es cierto que pudo haber removilizaciones en épocas posteriores, éstas probablemente afectaron poco la disposición de estos cuerpos, ya que se observa un "Salto" en la actividad del sistema de Sureste a Noroeste, por lo menos durante el Mesozoico, como se

puede inferirse del mapeo de cuerpos intrusivos ácidos (tipo granito de Amagá) dispuestos de forma semejante al modelo aquí propuesto para los CN.

Según Martínez (1977) el mapeo de la Caballaria presenta

INGEOMINAS (Veáse González y otros, 1980) cartografiaron varios cuerpos de gneises en el Sur del Departamento de Antioquia y el Norte de Caldas. Estos se pueden

correlacionar en edad, disposición estructural y origen

Una muestra de diorita (LH-137, Fig. 25) de la quebrada con los CN aquí tratados, aunque en primera instancia

La Caballaria indica orientación general que de plano estarían por fuera del SFCR, pero hay que tener presente

que estudios de cartografía geológica que realiza desarrollo de flancos paralelos

actualmente la Facultad de Geología y Minas de Manizales

hacen prolongar más hacia el Oriente el límite para este sistema, ya que afloran sedimentos de la Formación

Quebradagrande al W del Oriente de Manizales. (Naranjo,

comunicación Personal) (Fig. 25) muestra una muestra de diorita

que la muestra fue recogida a 50 metros de la quebrada

3.2. Deformaciones estructurales durante el Mesozoico

Cuando a la unidad poriditítica de este complejo igneo

3.2.1. Deformación dúctil (Fig. 25) muestra una muestra de diorita

esquistosidad definida por el eje de foliación

3.2.1.1. Complejo igneo básico-ultrabásico de Heliconia

Sobre el corte de la figura Heliconia se muestra la unidad

La principal característica observada para las unidades serpentinitica esta elevadamente foliada y cizallada

de este complejo es el desarrollo de esquistosidad de con diques de hornblenda de granos que se han

flujo. movimientos hacia abajo de este cuerpo con respecto

Tanto el cuerpo diorítico como el gabroico presentan

orientación parecida a foliación de anfibolita y neis

(Vereda Pueblito de los Sánchez, SE de Amagá; D. Guaca, Heliconia).

Según Martínez y Ruiz (1984) esta diorita presenta una esquistosidad de flujo deformada, ya sea por plegamiento isópaco o por imbricaciones sucesivas durante el emplazamiento del cuerpo por obducción.

Una muestra de diorita (LH-13), (Fig. 25) de la quebrada La Cabullala indica orientación mineralógica de plano axial seguramente producida por plegamiento con desarrollo de flancos paralelos.

Según la microfotografía de la figura 25, una esquistosidad S1 fue afectada por plegamiento isópaco para producir S2, seguramente S2 responde a un tectonismo compresional por cizallamiento, siendo importante aclarar que la muestra fue recogida a 50 metros de una filonita. Cuando a la unidad peridotítica de este complejo está moderadamente alterado se le puede inferir bandeamiento y esquistosidad definida por minerales opacos (magnetita).

Sobre el corte de carretera Heliconia-La Cañada la roca serpentinitica esta elevadamente fracturada y cizallada con diques de roningita deformados que indican movimientos hacia abajo de este cuerpo con respecto al granito tipo Amagá.

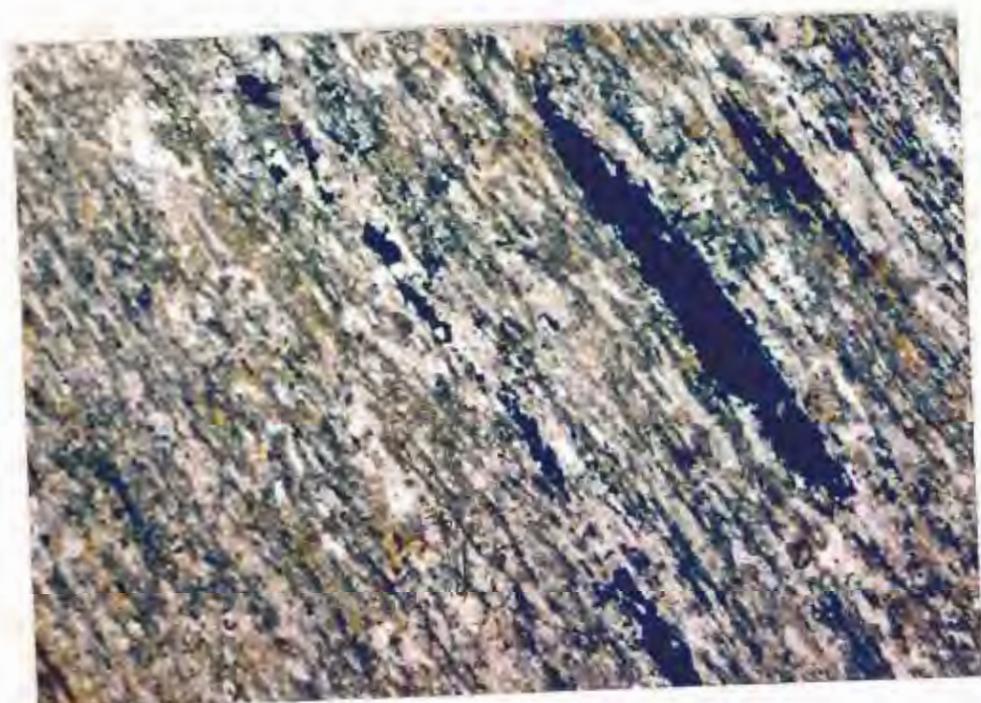


Figura 25. Muestra LH-13 quebrada Quebradita, carretera Amagá-El Dedro. Diorita de Pueblito con desarrollo de dos esquistosidades: El plegado isópacamente para producir S2 que le da a la roca un aspecto marcadamente orientado (10X, nicóles cruzados).

3.2.1.2. Grupo Arquia

Sobre la unidad de esquistos verdes y negros de la Formación de Esquistos verdes de Sabaletas (FEVS) han sido documentadas tres fases tectónicas producidas durante el período Jura-Cretáceo (Martinez y Ruiz, 1984, Figura 26).

La primera fase tectónica está relacionada por el desarrollo de una esquistosidad de flujo S_1 que corresponde a una lineación lepidoblástica. S_1 generalmente es vertical a subvertical y su orientación compagina bien con el rumbo general de las estructuras en la región de tendencia NS-NW; el azimut de S_1 pasa de una configuración a otra a través de zonas de curvatura regional de las unidades litológicas.

La siguiente fase tectónica plegó a S_1 y generó esquistosidad de fractura (S_2). Esta estructura planar produjo una fisilidad en la roca de orden milimétrico. S_2 corresponde a mecanismos de deformación en un medio frágil donde prevalecen las estructuras de cizallamiento.

Durante la tercera fase tectónica se origina una nueva esquistosidad de fractura S_3 . Se reconoce porque es oblicua a S_1 y S_2 . Su grado de fisilidad entre 5-20 cm permite diferenciarla de S_2 .

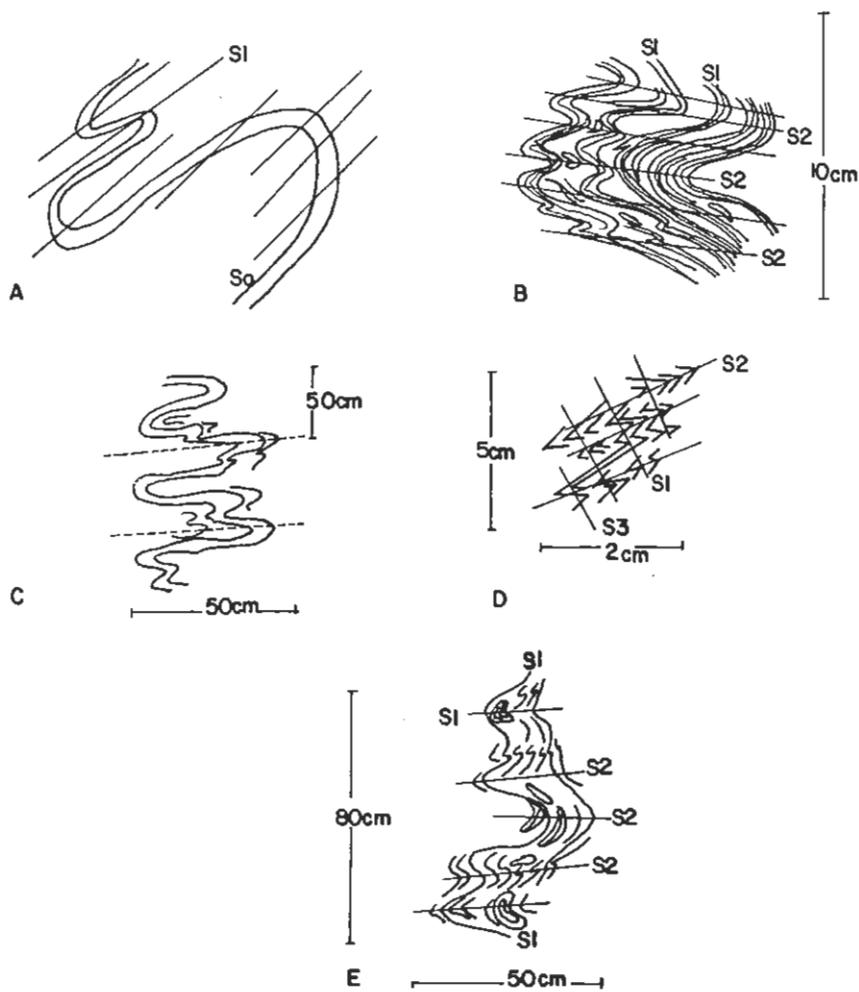


FIG 26 Deformación Ductil del grupo Arquia (FEVS), según Martínez y Ruiz (1984)
 A. lente de Cuarzo que define estratificación S_0 plegada isopacomente para definir esquistosidad de flujo S_1 . B y C. relación estructural entre S_1 y S_2 (esq. de fractura) en pliegues redondeados D. pliegues estrechos e isoclinales marcando S_1 , S_2 y S_3 (Localidad Los Alpes carretera Albania-Titiribi) B y E. Boudinaje en cuarzo que define S_0 paralelo S_1 .

Es importante anotar que la esquistosidad S_1 y S_2 documentadas en la diorita de Pueblito podrían correlacionarse con S_2 y S_3 anotados para FEVS.

3.2.1.3. Formación Quebradagrande

Las deformaciones dúctiles para esta Formación durante el Mesozoico han sido mencionadas por Grosse (1926); quien documento una esquistosidad incipiente. Muñoz (1985) reporta pliegues isoclinales y disarmónicos que por estar desplazados por fallas geológicas del Sistema Cauca-Romeral podrían ser anteriores a estas.

Sobre la intersección del río Amagá con la quebrada Horcona afloran rocas verdes de esta Formación. La unidad está microplegada definiendo S_1 según N20W con una esquistosidad de plano axial S_2 según N70E/67.

En general la unidad sedimentaria de esta Formación define una esquistosidad de fractura de tendencia general NNW/vertical paralela a la dirección de alargamiento de la cordillera. Esta esquistosidad se da alternadamente con bandeamiento y fracturamiento de orden centimétrico (Figura 27 y 28).

Aunque los buzamientos son de prioridad vertical muestran tendencia al Este u Oeste. Este fenómeno fue interpretado por Martínez y Ruiz (1984) como producto de plegamiento



Figura 27. Esquistosidad de fractura generada por microplegamiento en los sedimentos de FG. En general se infiere cataclasis sobreimpuesta, Localizada en el Km 13,6 carretera Albania-Bolombolo.



Figura 28. Localización carretera Heliconia-Medellin. Contacto tectónico entre rocas verdes (izq) y paquete de chert de FQ; observese esquistosidad de fractura asociada, de tendencia NNW/subvertical que en parte puede estar relacionada con removilizaciones recientes del SFCR. Compárese el nivel de competencia a la cizalla de cada una de las unidades. Mejor detalle en la Figura 29.



Figura 29. Sección de detalle de Figura 28. La estratificación S_0 podría coincidir con esquistosidad S_1 de fractura.

isoclinal sobre el corte de la quebrada Sinifaná (Fig. 30).

La hipótesis de un plegamiento isoclinal parece aceptable si se tiene en cuenta los siguientes criterios:

- La unidad menos competente, como son los sedimentos marinos profundos con algunos niveles radiolaríticos están comúnmente en la región verticalizados con desarrollo de esquistosidad de fractura.

- Se nota una diferencia muy marcada cuando se observan la unidad de rocas básicas, en este caso el bandeamiento y la esquistosidad de fractura es prácticamente imperceptible, se logra percibir fracturas paralelas y subparalelas a S_1 en los sedimentos pero obedeciendo a un orden de espaciamiento mucho mayor (Figura 29).

FIG 30 Interpretación de las estructuras en las rocas básicas de la Rinconada Quebrada grande mediante plegamiento isoclinal (Según Martínez, 1984)

- La esquistosidad en S_1 es paralela, tendiendo a generar estructura en abanico poco acentuado, es decir, ésta converge hacia zonas de charnela (Figura 27 y 28).

- En el corte Albania-Bolombolo los sedimentos están fuertemente microplegados con boudines de cuarzo paralelos a S_1 , mientras que en las rocas verdes menos receptivas al plegamiento se conservan diques cuarzosos en posición oblicua con respecto a S_1 .

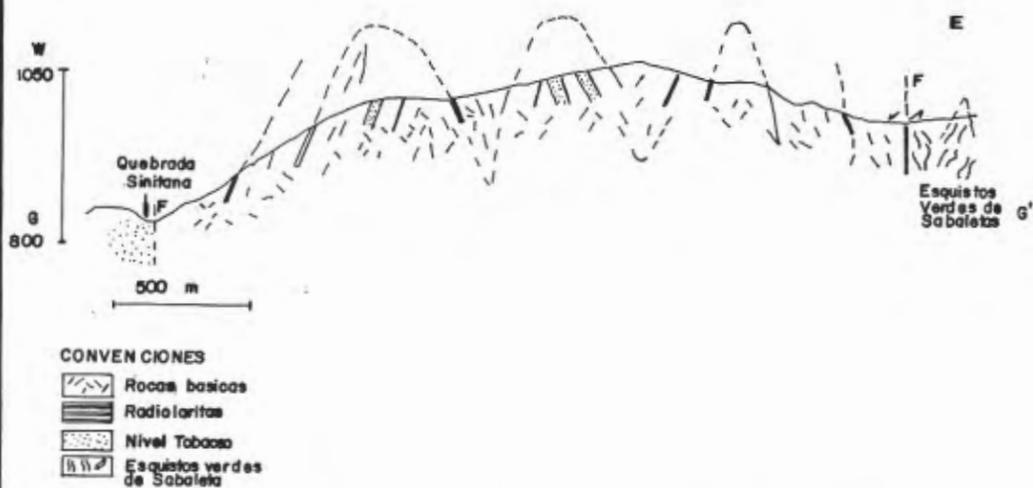


FIG 30. Interpretación de las estructuras en las rocas básicas de la formación Quebrada grande mediante plegamiento isoclinal (Segun Martinez y Ruiz. 1984)

En Heliconia el microplegamiento es menos notorio, pero percibible a nivel de afloramiento (Figuras 28 y 29).

González (1980) reporta para las rocas básicas pliegues asimétricos en muchos casos volcados y Muñoz (1985) indica la presencia de pliegues disarmonicos en los sedimentos.

3.2.2. Deformación frágil: Sistema de Fallas Cauca-Romeral (SFCR)

Uno de los rasgos geológicos más distintivos en el Noroccidente colombiano son el Sistema de Fallas Cauca-Romeral (SFCR) y la depositación de sedimentos continentales en cuencas intramontañosas.

El tema sobre el SFCR ha sido debatido a nivel regional, pero aun se requiere mucho trabajo de campo para poder considerar la evolución de este sistema y así plantear hipótesis factibles de comprobación dentro de nuestro contexto geológico.

Varios autores han descrito el SFCR: Grosse, 1926; Campbell y Burgl, 1965; Barrero y otros, 1969; Irving, 1969; Hall y otros, 1972; Feininger y otros, 1972; Restrepo y Toussaint, 1974, 1975, 1984; González, 1977; Estrada, 1972; Butterlin, 1973; Arias, 1981; varias tesis de la Facultad Nacional de Minas.

Las fallas de la zona estudiada han sido mapeadas por Grosse (1926) como fallas inversas de dirección NS-NNW con buzamientos de alto ángulo hacia el Este u Oeste, por una longitud aproximadamente de 80 kilómetros.

Los mapas de Ingeominas prolongan el SFCR en el Sur hasta Ecuador y en el Norte hasta el Departamento de Córdoba.

Según Grosse (1926) los sedimentos se depositaron en una cordillera peneplanizada que posteriormente fue tectonizada para dar la actual configuración en grabens por fallamientos inversos.

Campuzano (1977) y Toussaint (1978) postulan que previa a la depositación se generaron grabenes y semigrabenes por fallamiento normal en respuesta a movimientos esencialmente tensionales.

Bedoya y Salazar (1980) elaboraron un corte gravimétrico entre Amagá y Bolombolo clasificando la Falla Corinto y el Guamo como normales, de buzamiento hacia el Este y Oeste entre $58-75^{\circ}$. Adicionalmente postularon una profundidad de Moho para esta sección de 38 Km, máximo.

El SFCR y los sedimentos depositados indican que en toda su historia geológica la región ha sido deformada por una serie de fallas de rumbo, plegamientos y cabalgamientos.

Este trabajo plantea como hipótesis, que el origen de la cuenca hullera de Amagá estuvo genéticamente relacionado con el Sistema de Fallas Cauca-Romeral en la terminología general de este como una paleosutura de rumbo a la cual pueden estar enlazados fenómenos de cabalgamiento y plegamiento. En este sentido cambia el marco general actual del origen de la depresión tectónica que sirvió de basamento para la deposición de los sedimentos de la Formación Carbonífera de Amagá.

El propósito de esta sección es describir y contribuir con algunas de las implicaciones concernientes a la evolución tectónica de la cuenca carbonífera de Amagá, considerando la distribución de los esfuerzos y la dirección de movimiento de varios bloques fallados.

3.2.2.1. Características geométricas del SFCR

3.2.2.1.1. Forma

El SFCR está compuesto por fallas de gran extensión. Algunas fallas del sistema (Romeral-Dolores) han sido mapeadas por una longitud de más de 800 kilómetros entre Colombia y Ecuador.

Cada una de las fallas están compuestas por tramos rectos dentro de su misma estructura. El paso de un segmento a otro se da a través de zonas de curvatura cuyo radio se



dirige hacia el lado inclinado. Por ejemplo La Falla Amagá cambio de dirección Norte Sur a N50W en una zona de curvatura convexa hacia Este, el plano de falla en ambos sectores se dirige hacia el Occidente.

Una característica importante para el SFCR es su alto ángulo de buzamiento y de comportamiento ramificado al Norte de Sabanalarga y San José de la Montaña. (Falla Santa Rita, Falla Espíritu Santo). Esta conducta permite compararla con algunas fallas transcurrentes en el mundo que generalmente terminan en fallas ramificadas o anastomosadas (Freud, 1974).

La principal presentación del SFCR es su acomodamiento en-échelon; cada par de fallas conjugadas definen una estructura típica de forma romboédrica a través de los cuales han emergido pilares tectónicos por efectos compresionales.

A grandes rasgos, los sedimentos continentales de edad Terciario, o que están controlados por el SFCR, están limitados en su extremo occidental más septentrional por la Falla Cauca (fc), mientras que su lado Oriental está

FIG. 31. MAPA GEOSTRUCTURAL REGIONAL SIMPLIFICADO Y ADAPTADO DE IRVING por la Falla de Romeral (fr). Como se muestra en la

CONVENCIONES

figura 31, estas dos fallas definen una estructura regional "en-échelon". La falla de Sabanalarga es la más Occidental del sistema, en los alrededores de Sabanalarga

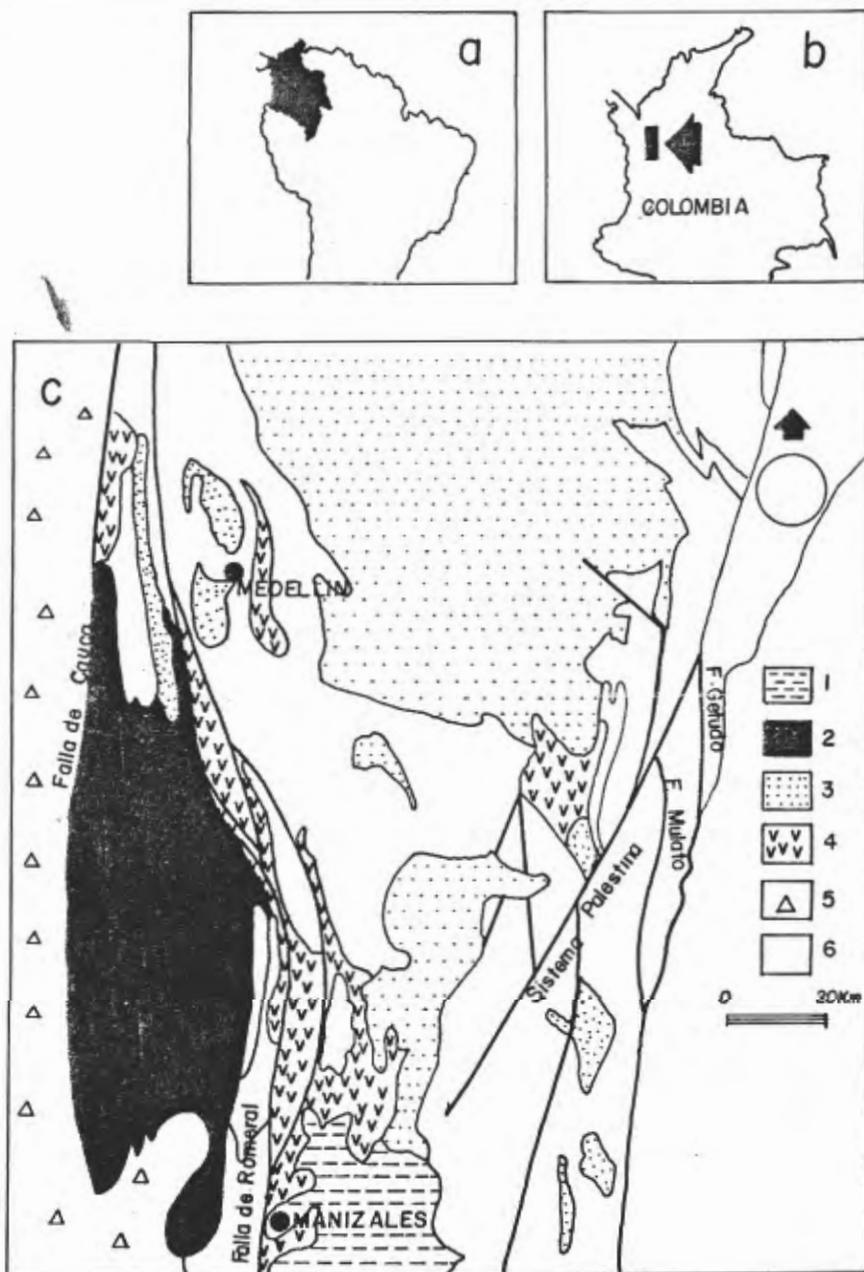


FIG.31. MAPA GEOESTRUCTURAL REGIONAL SIMPLIFICADO Y ADAPTADO DE IRVING (1975)

CONVENCIONES:

1. Rocas volcánicas Tercio-Cuaternario.
2. Terciario Carbonífero de Antioquia y Formación Combia.
3. Magmatismo Mesocenoico.
4. Rocas básicas y ultrabásicas.
5. Grupo Canasgordas y
6. Complejo polimetamórfico de la Cordillera Central.

(Hall y otros, 1972), se divide en varios ramales subparalelos que generaron cuencas rellenas de sedimentos carboníferos. La fr define una zona de curvatura entre Fredonia y Manizales, en este caso la orientación del sistema cambia de tendencia N-S a NNW. A la altura de Filadelfia (Caldas) se escalona para formar la cuenca de Filadelfia rellena con sedimentos clásticos que incluyen pórfidos dacíticos.

Según James (1986) la disminución en el espesor de la columna de sedimentos terciarios y cuaternarios es muy notoria en el valle del Cauca, al Norte de la Virginia, reflejándose un levantamiento de la cuenca Norte con respecto a la Sur e indicando la formación de cuencas de tracción y levantamiento de pilares tectónicos (Push-up Block) a partir del Cenozoico. (Restrepo 1985, citado por James, 1986).

También es de notar la geometría en-échelon de las fallas que afloran al Sureste de Titiribí. Las fallas Manchal, Juntas, Pita y Corinto son pares conjugados en-échelon que levantan en posición de "push-up block" bloques de esquistos verdes y negros intercalados.

En general todas las unidades litológicas regionales se conforman en franjas alargadas escalonados sugiriendo

efectos de tracción entre las distintas trazas del SFCR (González, 1978; citado por James, 1986).

3.2.2.1.2. Desplazamiento

Los mapas geológicos regionales indican que los desplazamientos del SFCR pudo haber alcanzado decenas de kilómetros. Véase por ejemplo planchas de Hall y otros (1972), González (1980).

Es muy notorio el decrecimiento gradual de los desplazamientos hacia la parte Norte o zona terminal del sistema ya que el tamaño de las cuencas sedimentarias íntimamente relacionadas disminuyen claramente de tamaño hacia este extremo.

Según Toussaint (1978) la magnitud del desplazamiento preciso es difícil de determinar porque el SFCR está aproximadamente paralelo a las estructuras de la región y las unidades observadas de un lado de la falla no se encuentran del otro lado.

James (1985) propone desplazamientos transcurrentes para SFCR en el área durante el Mesozoico; apoya su tesis al considerar que la posición actual de los cuerpos de granito tipo Amagá obedeció a movimiento de tipo lateral derecho.

El fenómeno estructural más notorio de los granitos GdA es su escalonamiento de SE a NW y sus contactos fallados con las demás unidades litológicas del área.

Ya Grosse (1926) había cartografiado varios desplazamientos de rumbo (planchas 2 y 3) sobre fallas que afectan a GdA. La falla La Paja al Oriente de Amagá produce un desplazamientos dextral de 1,6 Km, mientras que la falla sabaletas y un ramal de la Falla Monte largo producen desplazamientos dextral y sinistral repetidamente, del orden de decenas de metros.

La íntima relación que existe entre segmentos de falla del SFCR y los cuerpos de granito tipo Amagá ha sido mostrada por Giraldo y Toro (1985), quienes al encontrar granate asociado con fallas en cercanías al granito, postulan un emplazamiento⁷ forzado a través de este sistema.

La edad de inicio de este emplazamiento debe suponerse pre-Oligoceno ya que fragmentos de GdA hacen parte de las rocas sedimentarias de la Formación Carbonífera de Amagá.

El emplazamiento de cuerpos de granito GdA pudo haber sufrido un proceso parecido la presentado para los cuerpos gneísicos paleozoicos.

También las fallas la Zarzala (NW de Titiribí), Piedecuesta y Amagá producen desplazamientos dextrales menores de un kilómetro, en este caso las fallas contralanzan la secuencia sedimentaria de la Formación carbonífera.

3.2.2.2. Evidencias de desplazamiento de rumbo de SFCR.

3.2.2.2.1. Estrias Subhorizontales.

Son varias las evidencias de campo que permiten considerar el SFCR en el área de estudio como esencialmente de rumbo con base en su comportamiento durante el Mesozoico, el basamento de los sedimentos continentales ha permitido documentar mecanismos de deformación en el límite Cretáceo Terciario para el sistema.

Aunque han sido postuladas mínimas tres fases tectónicas superpuestas para SFCR en la región de Amagá (Martínez y Ruiz, 1984), los principales rasgos estructurales están genéticamente relacionados con el primer evento deformacional.

En la zona de estudio han sido documentadas 19 fallas geológicas (Vease tabla 2), cada una de las cuales siempre se encuentra limitando unidades litológicas

TABLA 2. FALLAMIENTOS DE AMAGA Y ZONAS ALEDANAS

FALLA	LONGITUD MAPEADA (Km)	RUMBO/BUZAMIENTO	CLASIFICACION	LOCALIDADES-AFLORAMIENTOS
Amaga	* 7.55 ** 10.00	N-S/Vertical N14W/Subvertical N52W/Vertical N-S/85W N60W/45SW	Dextral Inversa Inversa Rumbo	- Quebrada Quebradita, NW de Amaga. - Tapada en la zona de Quebrada La Sucia. - Anticlinal Boquilla entre la Quebrada Piedras Verdes y la Quebrada Sinifana. - Quebrada Cajones (en el limite de la diorita anfibolitica) - Deseabocadura de la Quebrada Clarita hasta el SW de Angelopolis. - Region de Amaga (Destapado): Pita. - SW de Heliconia.
Cuenca Oeste	* 3.70 ** 6.20	N8E/Subvertical N12W		- Desde la desembocadura del Rio Tenusco hasta 1.5 Kms de Sacasjal. - Termina al Norte de la Quebrada Sinifana.
Cauca Medio	* 1.80 ** 1.00	N15W/Ang. medio		- Quebrada Inscr, doblando al este en la Quebrada Cascagual y termina junto a la falla Cauca Oriental. - Casino Anza-Ebejico (destapada).
Cauca Este	* 10.45 ** 7.00	N12W/80NE	Rumbo	- Termina al pie SW de Loma Redonda - Entre las quebradas Amaga y Sinifana.
Revenidero	* 1.15 ** 3.10	E-W		- Sur de Cerro Tusa, aproximadamente a 200 metros. - Limite Sur de Loma Redonda.
Guamo	* 2.45 ** 1.25	N31W		- Al occidente del Sinclinal de Sitio Viejo. - 800 metros al NE de Loma de la Candela, y al pie Sur del jacolito de La Candela. - Depresion Quebrada Guamo, continuando al sur de la Quebrada Sinifana a lo largo de la Quebrada La Sucia.
Corinto	* 1.60	N17/1SE	Longitudinal	- Zona de la hacienda El Corinto. - Cruza al norte de Quebrada Sinifana.
Salinas	* 0.30 ** 2.50	N52W/76SW	Inversa	- Carretera Amaga-Caldas limitando la margen oriental de la diorita de Amaga.

* Longitud Determinada

** Longitud Inferida

TABLA 2. FALLAMIENTOS DE AMAGA Y ZONAS ALEDANAS
(continuación)

FALLA	LONGITUD MAPEADA (Km)	RUMBO/BUZAMIENTO	CLASIFICACION	LOCALIDADES-AFLORAMIENTOS
Porquera	* 5.0	N-S/47E	Sinistral Inversa	- Carretera Meliconia-Sevilla, margen izquierdo de la Quebrada Tachuela.
Pita	* 4.50 ** 5.15	N31W/60W	Dextral Inversa	- Hacia arriba de la desembocadura de la Quebrada Sabaleticas. - Sur del Cerro Corcobado. - Parte del drenaje de Quebrada Pita. - Camino medio entre la hacienda El Corcobado y hacienda La Suiza. - Region de El Banco.
Manchal	** 7.25	N12W/W		- Al Occidente del terreno carbonifero de El Manchal. - El extremo norte limita con la Falla Juntas. - Desde Quebrada Pita hacia el Sur el curso es inseguro.
General	* 7.55 ** 16.00	N15/80NE	Dextral	- En el camino Pueblito Medellin. - Al pie NW del Anticlinal Gallo. - Extremo sur de la cuenca de Sopetran. - Entre Loma Hermosa y Anticlinal Gallo. - A lo largo de la canada de la Zagua. - Desde Quebrada Andaluz hasta el SE del Anticlinal Uvital.
Cascajosa	* 9.15 ** 8.65	N8W	Inversa	- Entre la Quebrada Mercona y la Quebrada Sinifana. - Al E del sinclinal del Corcobado. - Entre Quebrada Amaga y Piedras Gordas. - Desembocadura de la Quebrada Palmichal. - Curso de la Quebrada Sucia. - Garganta de la Quebrada Piedras Verdes. - Entre Mojones y Palo Blanco (hacia el norte), en el limite entre la Diorita Anfibolitica y el Gabro Anfibolitico.
Juntas	* 7.95 ** 4.80	N13W/50-70E	Inversa	- Seis afloramientos bien definidos y junto a la Quebrada Juntas al sur de la desembocadura: a. A 1200 metros; b. A 1280 metros; c. A 1450 metros; d. A 1650 metros; e. A 1900 metros; f. A 2000 metros. Los punto d y f son los mas notables.

* Longitud Determinada
** Longitud Inferida

TABLA 2. FALLAMIENTOS DE AMAGA Y ZONAS ALEDANAS
(continuación)

FALLA	LONGITUD MAPEADA (Km)	RUMBO/BUZAMIENTO	CLASIFICACION	LOCALIDADES-AFLORAMIENTOS
Zarzala	* 0.85	N37W	Rumbo Dextral, 900 metros	- Al SE del Sinclinal de La Zarzala. - Limite norte de Pena Blanca.
Troya	* 0.95 ** 0.45	N3W		- 2.5 Km al Norte de Titiribi. - En inmediaciones del Sinclinal de Troya. - A 475 m. al Norte del Sinclinal de Troya no hay vestigios de conglomerado basal en limite de esquistos verdes, así se determina el fallamiento.
Delgadito	** 1.70	N35W/70E		- En la Quebrada Quintu, en el limite de la Diorita con Pizarras arcillosas.
Quintu	* 1.90 ** 1.10	N15W/70E		- Al Sur de la Quebrada Quintu. - El mejor afloramiento: 1 Km al SE de la Quebrada Quintu.
Paja	* 2.35 ** 1.50	N-S a N6E/75E	Dextral	- Limite NE del Macizo Granítico (sector bien mapeado) y desde 3.8 Km en direccion N59E de Amaga hasta 4.8 Km en direccion N40E de Amaga.
Lincudo	* 1.05 ** 0.50	N3W		- Desde 2 Km al norte de Titiribi hasta aproximadamente 3 Km al norte de la misma poblacion.
Piede- cuesta	* 30.50 ** 26.60	N8W/40E	Inversa	- Al accidente del Anticlinal de Aguacatal. - A 100 m. del puente en el costado norte de la Quebrada Amaga. - Al oriente de Puablito.

* Longitud Determinada

** Longitud Inferida

proterozoicas y su longitud mapeable queda cubierta o insegura debajo de los sedimentos continentales. Esto indica que los movimientos importantes de SFCR en los alrededores de Amagá fueron de poco significado durante el Neogeno. Toussaint y Restrepo (1984) reportan una fase cretácea tardía-eoterciaria del SFCR que se caracterizaría por importantes movimientos de rumbo con desarrollo de filonitas y milonitas, también con estrias subhorizontales en fallas no removilizadas después del Eoceno. Documentan además, que una falla de dirección NS y buzamiento subvertical que atraviesa la quebrada Sinifaná entre Albania y Bolombolo, afecta las rocas volcánicas básicas del Cretáceo, pero no a los sedimentos continentales del terciario.

Del análisis estructural de 21 planos estriados sobre la diorita de Pueblito y la Formación Quebradagrande (Figura 32) se puede concluir que cuando las estrias de falla presentan azimut de dirección N-S a NNW indican desplazamientos esencialmente dextrales, mientras que si estos están orientados en el sentido E-W o muy cercana a esta dirección, la componente del desplazamiento es esencialmente sinistral (tablas 3 y 4). Es importante notar que los planos de falla no muestran estrias superpuestas a excepción de las observadas sobre la

TABLA 3. PLANOS DE FALLA ESTRIADOS
 SOBRE LA DIORITA DE PUEBLITO DEL CIBUH

1	2	3	4	5
LH-50	290	86W	15W	S
LH-51	035	30W	90E	N
LH-52	090	35W	5W	S
LH-53	300	45W	10W	S
LH-54	275	90E	20W	S
LH-55	340	60E	33E	D
LH-56	295	35E	25E	D
LH-67	280	45E	90W	N
LH-6c8	275	65E	0	S
LH-69	315	42E	34W	D
LH-70	280	90	30W	S

- 1 = Numero de Referencia.
 2 = Azimut de la Falla.
 3 = Buzamiento de la Falla.
 4 = Pich de Slickenslides.
 5 = Naturaleza relativa de movimiento.

TABLA 4. PLANOS DE FALLAS ESTRIADAS
 EN ESPILITAS DE LA FORMACION QUEBRADAGRANDE

1	2	3	4	5
LH-57	275	90	35W	S
LH-58	276	90	23E	S
LH-59	330	55E	90E	N
LH-60	315	60W	18E	D
LH-61	290	75W	32W	S
LH-62	005	90	90W	N
LH-63	325	58W	20W	S
LH-64	300	65W	10W	S
LH-65	084	72E	05E	D
LH-66	065	40E	05W	S

1 = Numero de Referencia.

2 = Azimut de la Falla.

3 = Buzamiento de la Falla.

4 = Pich de Slickenslides.

5 = Naturaleza relativa de movimiento.

harzburgita serpentizada de Angelópolis donde ésta es una característica común. Además de esto los afloramientos se buscaron en cortes E-W (quebradas Amagá y Sinifaná) con el fin de evitar la anisotropía litológica y estructural en el comportamiento mecánico de las unidades.

La orientación preferencial en el sentido NNW de las fallas geológicas que afectan a FEVS relacionadas con planos de falla estriados N-S y NNE también permite considerar el área de Amagá representativa de un movimiento lateral derecho. En efecto la falla La Pita interpretada por Grosse (1926) como una falla inversa de alto ángulo tiene componente esencialmente de rumbo, el plano de falla es paralelo con la esquistosidad característica de FEVS en la región de Corinto, con desarrollo de estrias que hacen ángulo de pitch menor de 45° . Se midieron seis afloramientos del plano estriado (N30-40W/subvertical al W) con estrias entre N-S y N40E, y ángulo de pitch entre 10° y 45° de desplazamiento dextral inverso.

Las estrias subhorizontales indican una componente importante de rumbo y las depresiones tectónicas de la región, tal como la de Amagá-Heliconia, dispuesto

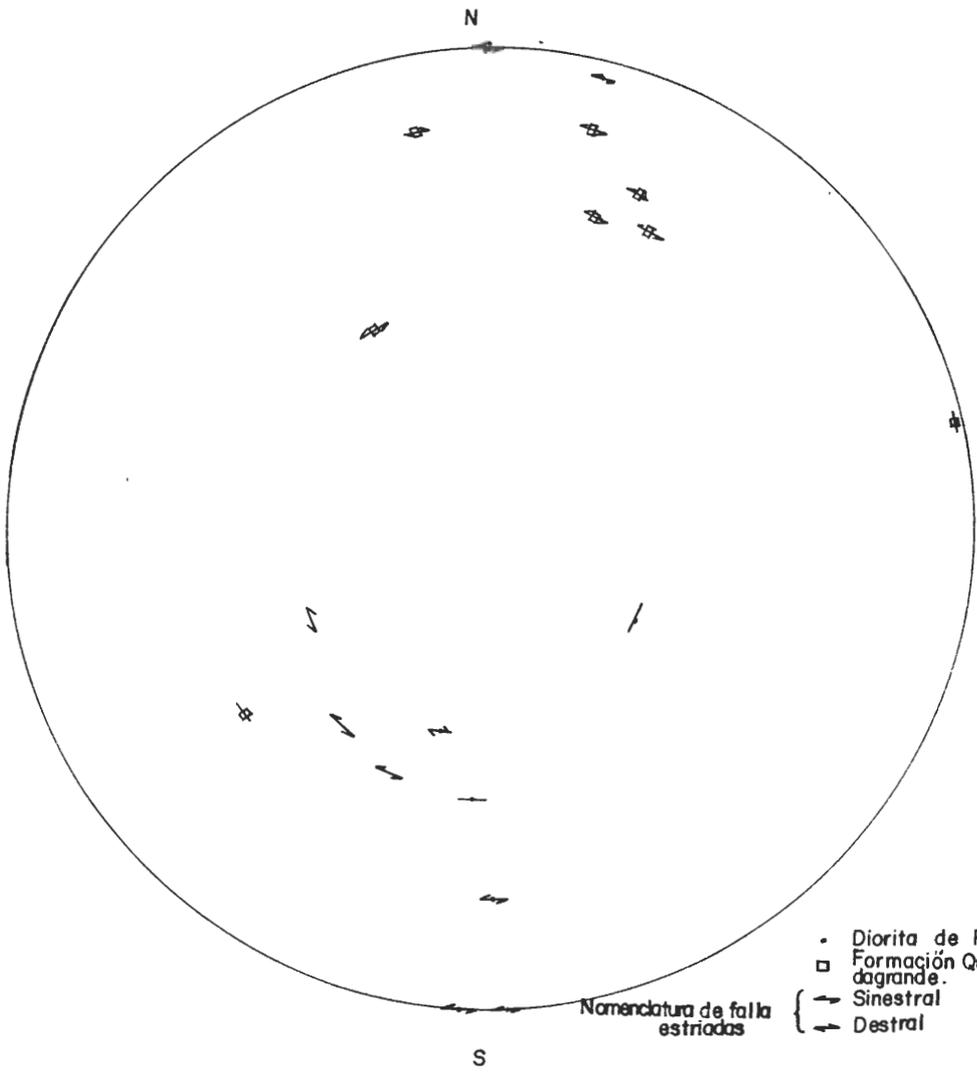


FIG: 32 Orientación polar y sentido de desplazamiento sobre 21 planos estriados en litología Preterciarias.
 Cortes Rio Amagá entre Amagá y Albania y carretera Albania - Bolombolo

paralelamente del sistema indica formaciones de cuencas de tracción.

3.2.2.2.2. Cuencas "Pull apart" y "Push-up block".

Las fallas de rumbo se forman en respuesta a cizallamiento horizontal dentro de la corteza terrestre.

Análisis de laboratorio en modelos de arcilla han sido realizados por varios autores a partir de la década de los setenta. Un simple movimiento de rotación resulta de desplazar bloques en dirección paralelamente opuesta con sus lados adyacentes (Figura 33). Como consecuencia de tal desplazamiento paralelo, fenómenos de deformación compresional y distensional son generados sobre las unidades litológicas afectadas.

En el estado inicial de la deformación se forman fracturas que se disponen geométricamente en en-échelon o pueden formar curvaturas o inflexiones al producirse el desplazamiento.

Los movimientos contrarios sobre los lados opuestos origina grabenes tensionales relacionados transversalmente con fallas normales en áreas que son rellenadas posteriormente con sedimentos.



Figura 33. Modelo en arcilla de fallas de rumbo con desplazamiento derecho. (Tomado de Wilcox y otros, 1973).

Contrario a esto pueden emerger pilares tectónicos enlazados con fallas inversas y cabalgamientos, estos cuerpos así formados representan la fuente de los sedimentos.

Las cuencas sedimentarias se denominan "Cuencas de Tracción o Pull Apart" y los pilares tectónicos "Push-up block" (Figura 34).

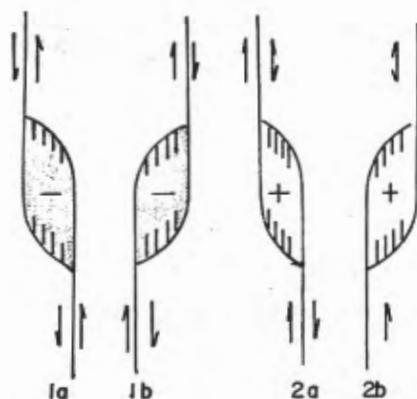
Las principales características de áreas donde estructuralmente se han formado fallas de rumbo y generado cuencas de tracción son las siguientes:

1. Curvatura en-échelon inclinadas, de ángulo bajo con respecto al sentido de la falla de rumbo.

2. Fallas de rumbo conjugadas incluyendo fallas sintéticas inclinadas con ángulo bajo, pero en dirección opuesta a las estructuras en-échelon, y fallas antitéticas ligeramente perpendiculares a la falla de rumbo principal (Figura 35).

3. Fallas normales o fracturas de tensión orientadas perpendicularmente al eje de las estructuras en-échelon. Grabens y horsts en forma de rombo han sido reconocidos en muchas partes del mundo (Aydin y Nur, 1982).

Las cuencas de tracción asociadas con fallas de rumbo activas pueden ser reconocidas fácilmente de acuerdo con



- Zona en depresión, + Zona levantada

1a - Cuenca de tracción sinistral 2a - Pilar de compresión dextral.
 1b - Cuenca de tracción dextral 2b - Pilar de compresión sinistral.

FIG: 34 Formación de cuencas de tracción y pilares de compresión durante un fallamiento de rumbo.

(Tomado de Restrepo y Toussaint, 1986)

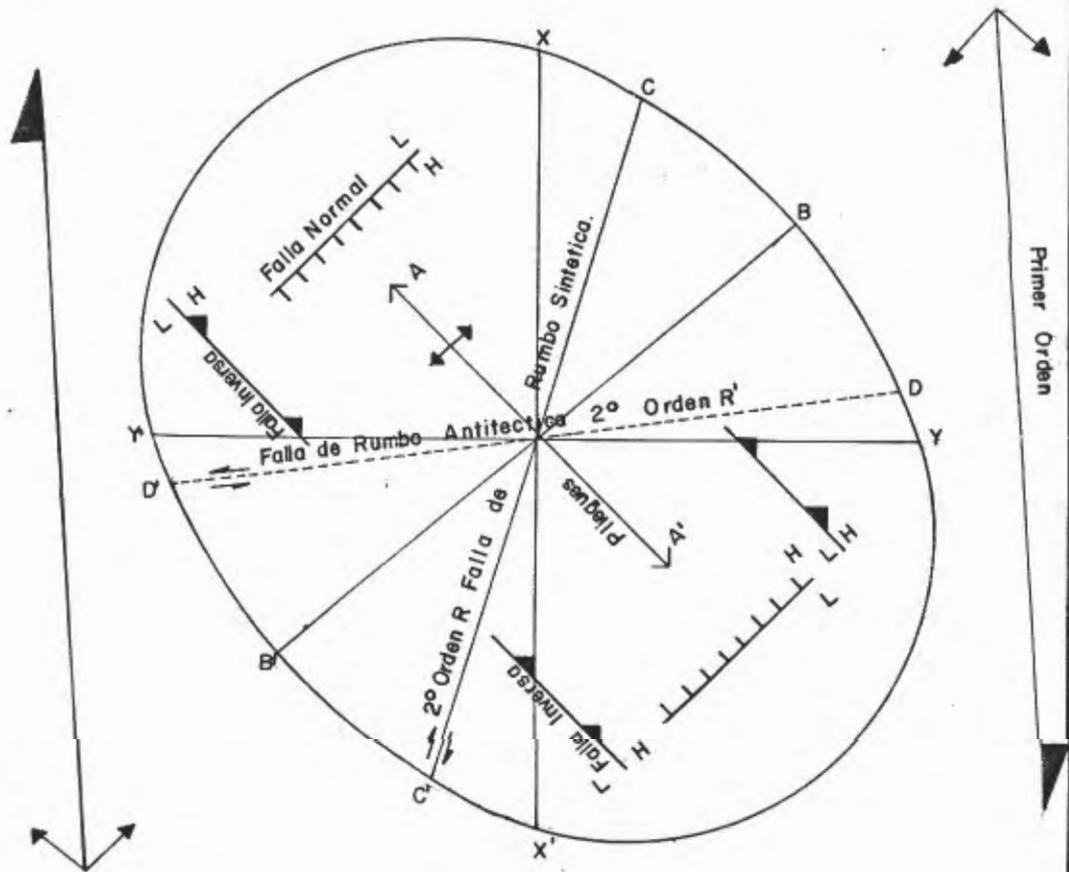
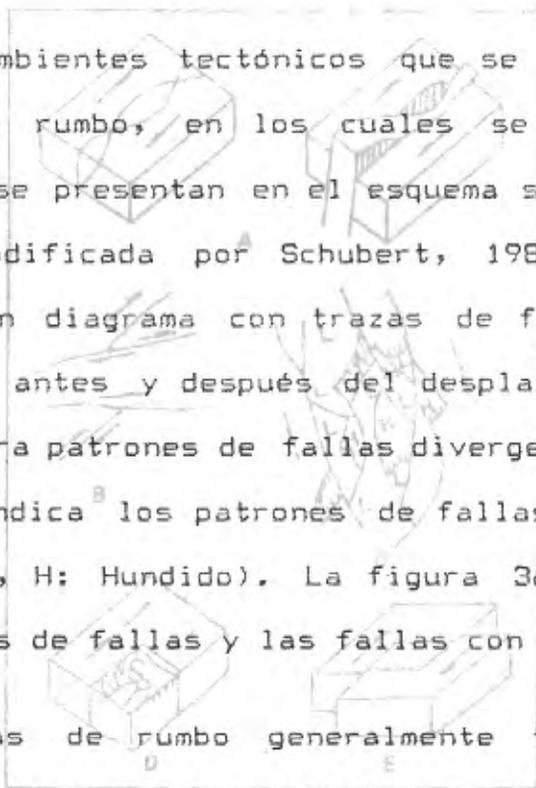


FIG 35 Fuerzas y composición de estructuras que pueden resultar de la deformación asociada a fallas de rumbo esquemáticamente con el elipsoide de la deformación (complementada de Harding 1974).

sus expresiones geomorfológicas como son lagos alargados y curvados, que a menudo contienen depósitos sedimentarios recientes y algunas veces manifiestan actividad volcánica o geotérmica involucrada.

Algunos ambientes tectónicos que se dan a lo largo de fallas de rumbo, en los cuales se forman cuencas de tracción se presentan en el esquema siguiente de Reading (1986, modificada por Schubert, 1983). La figura 36a muestra un diagrama con trazas de fallas de rumbo con curvatura antes y después del desplazamiento. La figura 36b muestra patrones de fallas divergentes y convergentes y la c indica los patrones de fallas anastomosados (L: Levantado, H: Hundido). La figura 36d representa zonas terminales de fallas y las fallas con saltos en-échelon.



Las fallas de rumbo generalmente tienen un contorno curvado sobre mapas geológicos, sin embargo, esto no

prueba que estas fueron inicialmente rectas y posteriormente flexionadas. Ellas pueden haber sido originalmente curvadas o la curvatura pudo haberse formado aparentemente por intersección de segmentos en-échelon.

Modelos de Aydin y Nur

Aydin y Nur (1982) propusieron dos modelos para explicar la formación de cuencas de tracción. Para ilustrar el

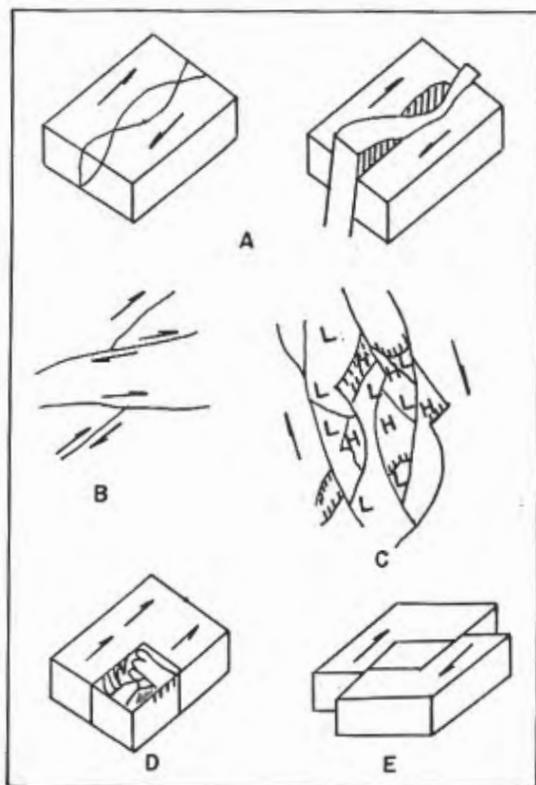


FIG : 36. Algunos tipos de cuencas de tracción que pueden formarse a lo largo de zonas de fallamiento rumbodeslizante. (Léase texto)

L= Bloque Levantado.
H= Bloque Hundido.

primer modelo utilizaron la figura 37, en la cual un sistema de fallas de rumbo de componente lateral derecho definen una estructura En-échelon (Figura 37a), pequeños grabens aparecen inicialmente (Figura 37b). A medida que se incrementa el desplazamiento los Grabens empiezan a unirse lineando por último una cuenca grande (Figura 37c).

El segundo modelo es basado sobre la interacción de varios procesos e ilustrados en la figura 36. La configuración del fallamiento inicial (Figura 38a), donde su etapa inicial pudo ser controlado por fracturas de tensión pre-existentes. En el estado inicial los Grabens y Horsts por interacción entre las fallas más cercanas y más grandes (Figura 38b). Cuando crece el desplazamiento nuevos ramales se forman para originar posteriores enlaces, resultando la formación de cuencas complejas (Figura 38c).

-- Ejemplo de cuencas de tracción asociadas con la falla de Minas del SFCR en las cercanías de Medellín (Según Restrepo y Toussaint, 1987):

Uno de los segmentos del sistema Cauca-Romeral es la llamada falla de Minas que toma el nombre del Alto de Minas, en la carretera Medellín-La Pintada. La falla de

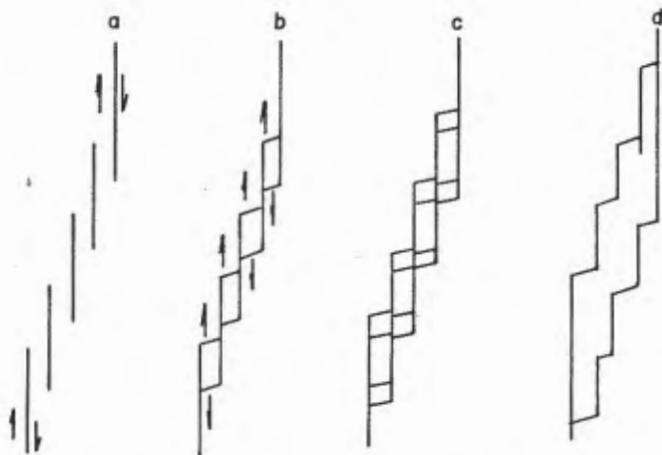


FIG:37. Modelo I de Aydin y Nur (1982) mostrando union de grabens rombohedrales asociados con las fallas de dirección. en-échelon.

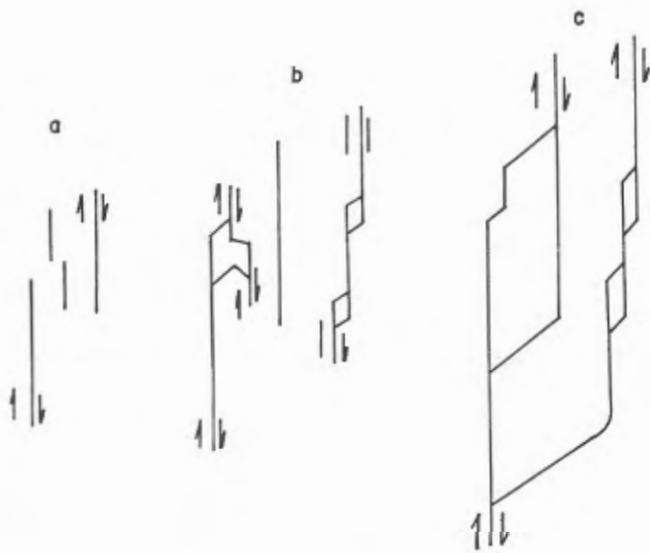


FIG 38. Modelo 2 de Aydin y Nur (1982) Mostrando la formación de una cuenca de tracción compuesta.

Minas es una de las más orientales del sistema en esta región.

Un estudio fotogeológico de la falla en la zona de la carretera Amagá-Primavera muestra, en ciertos trayectos, una perfecta expresión topográfica pero, en algunos sitios, se interrumpe para ser relevada, más al Norte, por trazos desplazados unas cuantas decenas a centenares de metros al Occidente. Al menos en dos de estos relevos se han producido cuencas de tracción (pull-apart basins) de 1000 m de largo por 150 m de ancho, aproximadamente. La cuenca más al Sur, llamada de La Ciénaga, se caracteriza por estar rellena por sedimentos recientes y por presentar un aspecto cenagoso, con plantas acuáticas como algunas gramineas y juncáceas. Su drenaje se produce hacia el Oriente, a través de una depresión que, probablemente, es de origen tectónico. Hacia el Norte, otra cuenca llamada de La Tolva, no está rellena, ya que presenta un buen drenaje hacia el Oriente, a lo largo de una pequeña quebrada afluente del río Medellín, la cual está relacionada con la depresión Amagá-Primavera, que constituye la zona de menor altura (1900 m.s.n.m.) del flanco Occidental del valle del río Medellín.

El análisis geométrico de la forma de las cuencas de tracción indica que la falla de Minas, en esta región, ha

tenido un movimiento de sentido lateral izquierdo. No se puede precisar la edad inicial de la formación de las cuencas, pero de todas maneras, la morfología, en especial la de la cuenca de La Ciénaga, indica un movimiento reciente (Plio-Cuaternario). Estudios paleontológicos de los sedimentos de La Ciénaga, tal vez, permitan precisar su edad.

Levantamiento en "Push-up Block": Complejo Igneo Básico Ultrabásico de Heliconia (CIBUH)

El CIBUH está limitado al Oriente por la Falla Amagá (fa), al Occidente por las fallas Casacajosa-Quirimará (fcq) (Veáse planchas de Grosse, 1926).

La fa es mapeable por una longitud de 27 kilómetros con rasgos geomorfológicos obvios que permiten distinguir ésta entre Heliconia y la quebrada Sinifaná. La fcq es de dirección paralela con fa y cubre un recorrido de más de 50 kilómetros proyectándose más hacia el Norte que fa.

El CIBUH como estructura netamente compresional queda claramente marcada por su elevado grado de fracturamiento. Los diagramas polares de Escobar y Alzate (1985) indican que la diorita de Pueblito ha sido agrietada con dos poblaciones de fractura que muy probablemente están relacionados con fallamientos geológicos.

Asociadas con estas dos estructuras se han documentado movimientos izquierdos y derechos (Vease por ejemplo Figura 39 y tablas 3 y 4) en estriás subhorizontales sobre el rumbo de sus planos.

El levantamiento de CIBUH se debió haber iniciado durante el pre-Eoceno ya que la fca en su parte terminal al Noroeste de Ebéjico afecta este complejo y el Grupo Arquia, pero no controla las sedimentitas basales de la Formación Carbonífera de Amagá. En este caso en la región de la loma de Quirimará, Grosse reporta una zona de filonita de 100 metros de espesor buzando 60° al Occidente.

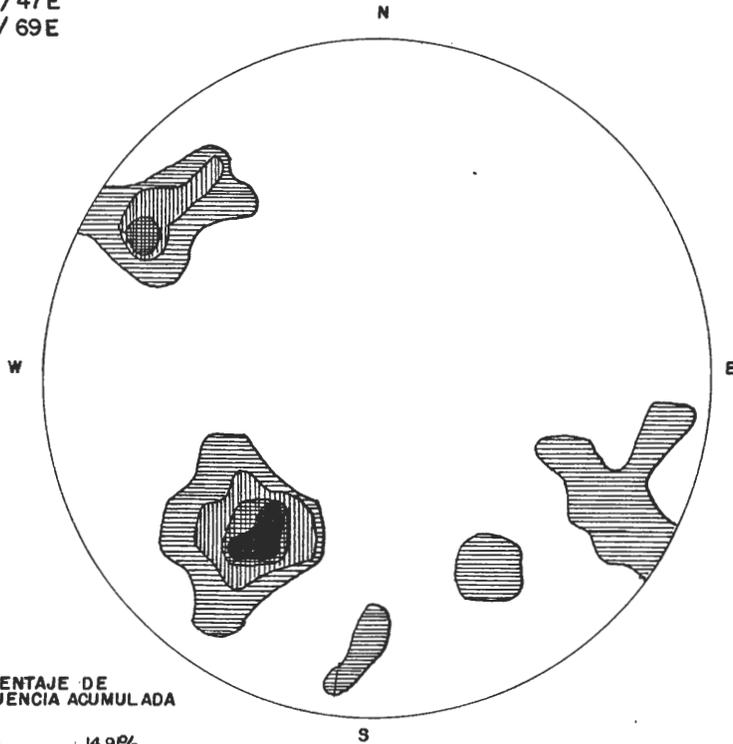
Los contornos polares de la figura 40 muestran el patrón de fracturamiento de la diorita de Pueblito en el kilómetro 2,250 de la intersección de la falla Amagá con la carretera Amagá-Albania. La roca se observa fuertemente diaclasada y fracturada dejando planos lisos propensos para los desprendimientos de bloques, aquí el esfuerzo máximo está dirigido E-W, mientras el mínimo Norte-Sur.

El análisis de fracturamiento en la Figura 41 representa contornos dibujados con 162 polos, deduciendosen fácilmente 2 familias de fracturas (N4E/80E y N80W/72E) probablemente conjugados (de la misma edad y formados por



Figura 39. Localización: carretera Amagá-Albania, plano de falla vertical con estrias horizontales sobre la diorita de Pueblito. Los escalones de falla indican un movimiento lateral izquierdo. Orientación de las estrias E-W/5°.

N55W/47E
N39E/69E



PORCENTAJE DE
FRECUENCIA ACUMULADA

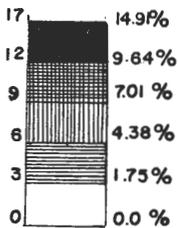


DIAGRAMA EQUIAREAL DE CONCENTRACION
DE POLOS

TOTAL DE DATOS PROCESADOS. 114.

FIG 40.

Diagrama polar de Escobar y Alzate (1985). Patrón de fracturamiento en Diorita sobre el kilometro 2+750m de la carretera Amagá-Albania. La unidad litológica está afectada por dos sistemas de fracturas importantes; la primera de estas con tendencia NW representa el mayor porcentaje de los datos.

La segunda familia indica influencia por el cuadrante NE

N 4 E / 80 E

N 80W / 72 E

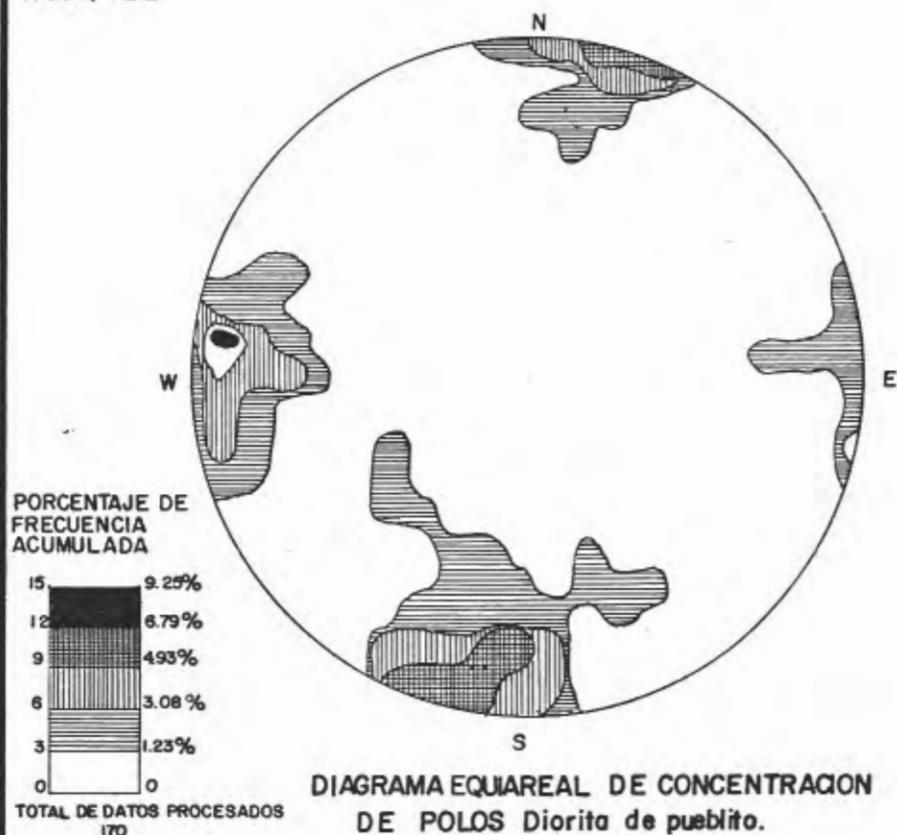


FIG 41.

Diagrama polar de Escobar y Alzate (1985). Diorita de pueblito sobre la intersección de la carretera Amagá - Albania (km 0.5). Con la falla Amagá.

Este esquema identifica claramente dos sistemas de fracturas prioritarias, N-S y E-W. Al compararlo con el de figura (40), se nota fácilmente la influencia de la falla sobre el maciso rocoso, en este caso, el cálculo de la dirección de esfuerzo máximo se dio en el sentido S 52 W / 20° que puede generar un elipsoide de deformación de eje mayor (σ_3) orientado N 60 W / 2° (N 2) es subvertical indicando un importante movimiento de rumbo para falla Amagá

Loc. km 0.5 Amagá-Albania sobre toda la intersección de la falla.

el mismo episodio), ya que todos los datos fueron tomados en un solo afloramiento ubicado sobre la intersección de la carretera Amagá-Albania con la traza de la Falla Amagá. Las orientaciones de los esfuerzos principales son: σ_1 (S52W/20°), σ_2 (N35E/70°) y σ_3 (N60W/2) (Figura 42). En este caso la estructura habría tenido un importante movimiento de rumbo puesto que σ_3 es subvertical.

También los diques de rodingita asociados con rocas serpentínicas en Heliconia podrían ser importantes indicadores de movimientos tectónicos que han podido afectar a este complejo.

La figura 43 representa diques de rodingita con estructura de boudinage en serpentinita. Estos afloran en cercanías al contacto fallado del cuerpo ultrabásico con GdA por el corte de carretera Heliconia-La Cañada.

La estructura geológica es un segmento de falla Amagá de dirección N4E/85SE con estrías N2W/35 dextral inversa, en este caso los diques de rodingita estarían confirmando esta clasificación, ya que el levantamiento de estos está indicando un movimiento hacia abajo de la serpentinita con respecto al intrusivo de granito (Schurch y Espinosa 1982). Por otra parte pequeñas fallas que cortan estos

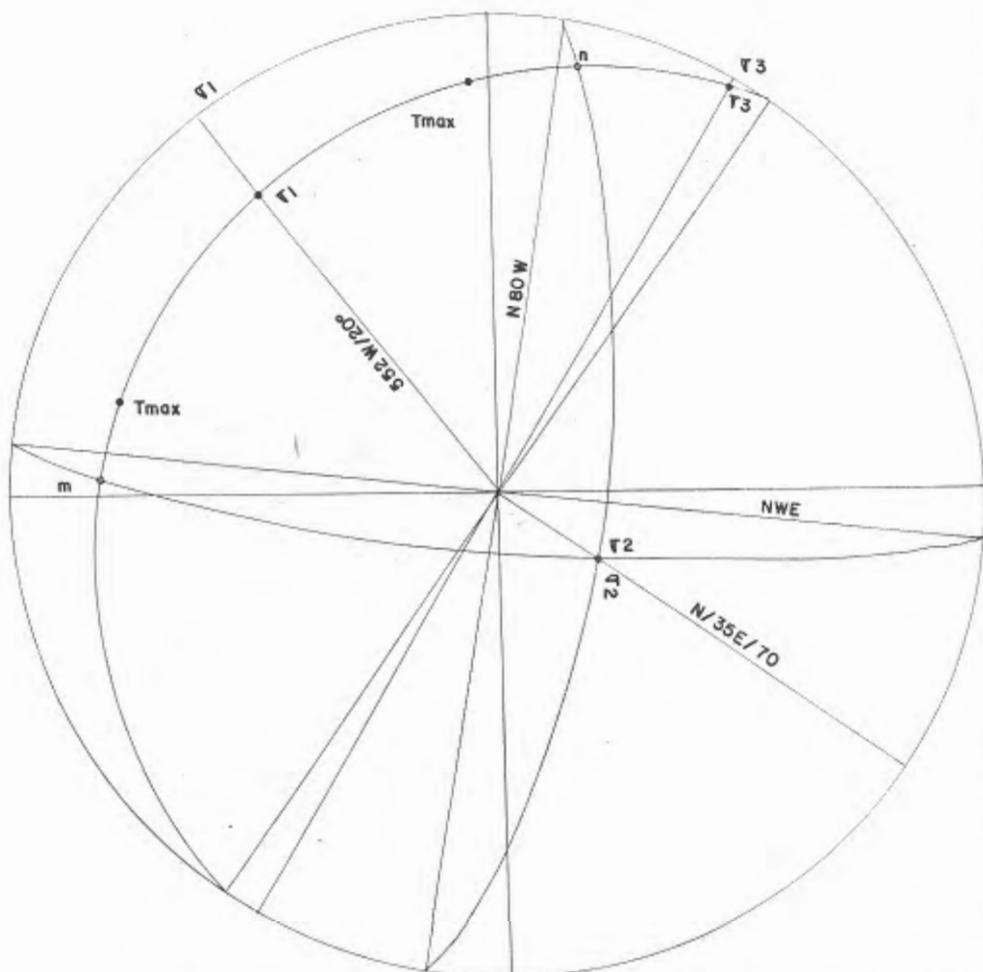


FIG 42 Dirección de esfuerzos determinados con base en fracturas conjugadas F_1 (552W/20°) F_2 (N35E/70°) y F_3 (N60W/2°) como F_2 es subvertical se infiere un importante componente de rumbo de la falla Amagá, kilómetro 0.5 de la carretera Amagá-Albania.



Figura 43. Diques de radingita en serpentinita, carretera Heliconia-La Cañada.

diques producen desplazamientos centimétricos de sentido derecho.

Adicionalmente, movimientos importantes de rumbo afectando el CIBUH se pueden observar en la curva de Lloro-Sangre (carretera Heliconia-La Corrida) sobre gabra anfibólico. La roca se observa fuertemente cizallada definiendo brechas tectónicas y filonitas con pequeñas bandas de plagioclasa y hornblenda reorientados, por otra parte, se destacan pequeños diques pegmatíticos de grabro (N34E/35SE) desplazados sinistralmente por un plano de falla N74W/30SW. En este mismo punto pequeñas fallas de orientación N40E/subvertical producen desplazamientos dextrales, alrededor de las paredes de falla se produce serpentización de anfibolitas. Estas estructuras podrían representar fallas sintéticas (2^{do} orden R) y antitéticas (2^{do} orden R') de un movimiento derecho en el sentido Norte-Sur aproximadamente (Véase Figura 44)

De esta manera CIBUH representaría un pilar tectónico (push-up block) formado por efectos compresionales a partir del movimiento de dirección de fa y fcq. De otro lado, la configuración romboédrica de este bloque (Figura 45) permite inferir su diagonal mayor en el sentido NW-SE, fenómeno que solo puede ser explicado por movimientos de dextralaterales (right-lateral wrench fault).

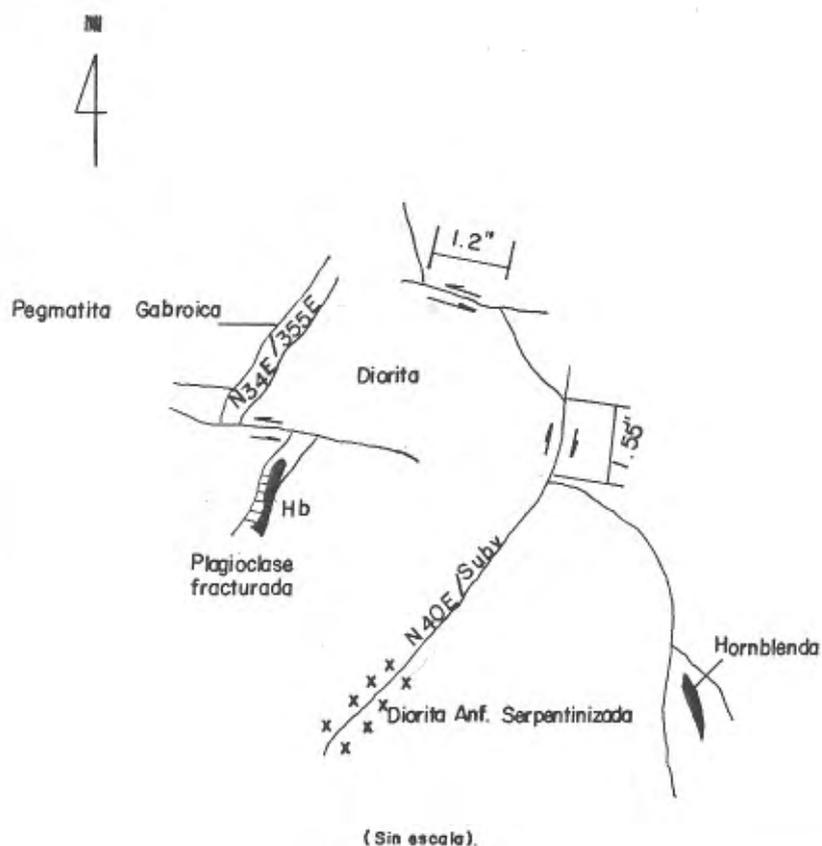


FIG 44: Pequeño dique y zona de fractura afectados por desplazamientos locales de rumbo, Curva de Llorasangre (Heliconia)

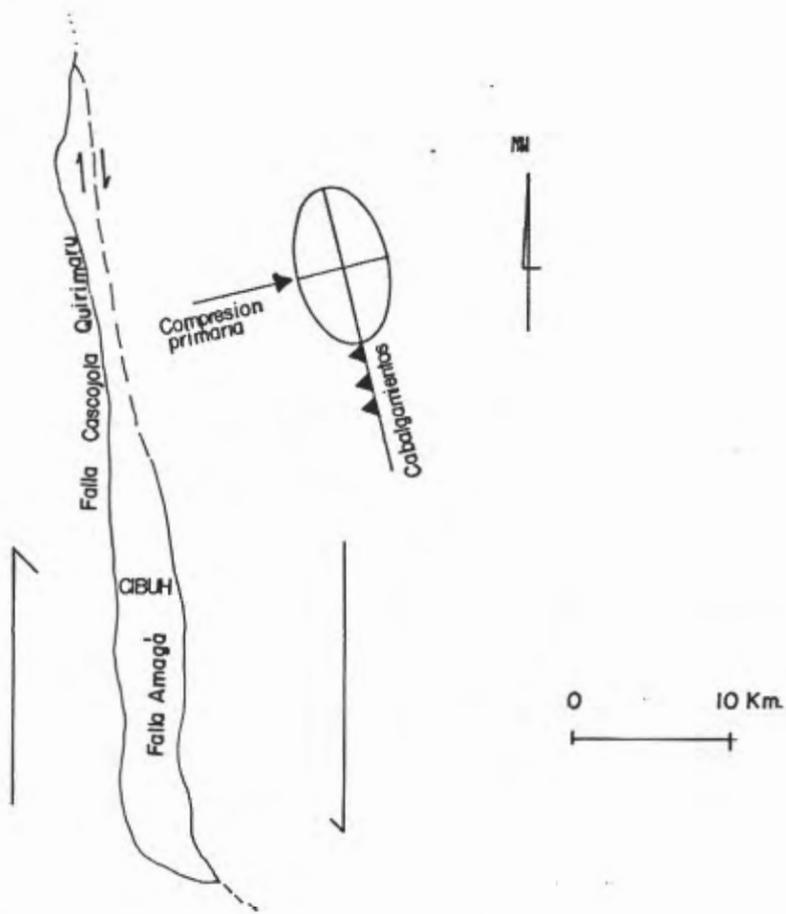


FIG 45:
 Configuración rombohedrica de posible estructura en "push-up block" del
 complejo ígneo básico ultrabásico de Helicania (para explicación leer setexto)

Se concluye que el CIBUH es un "push-up block" cuyo levantamiento principal se dió mínimo durante el Pre-Eoceno ya que la fca aparece cubierta por el Terciario Carbonífero, en su terminación Norte.

Complejo Ofiolítico de Ituango

Al Oriente de Ituango, Hall y otros (1972) cartografiaron un cuerpo de serpentinita encajado tectónicamente en las rocas metamórficas del Grupo Valdivia.

Este grupo está constituido por esquistos pelíticos y verdes y paraneises con cordierita, andalucita y cloritoide. Hacia los contornos de la serpentinita, Alvarez (1987) cartografió ortoanfibolitas gneísicas y esquistos. Las ultramafitas se diferencian (al igual que las del Grupo Arquía) de las del CIBUH en que pueden ser ofiolitas relacionadas con metamorfitas, generados en zonas de subducción (Alvarez, 1983, este trabajo) u obducción (Toussaint y Restrepo (1979), Arias y Caballero (1978). Según Alvarez (1987) el contenido de titanio refleja que las anfibolitas gneísicas son de más alta temperatura.

Movimientos de rumbo asociados con estas fallas han sido reportados por varios autores (Hall y otros, 1972, Cline y otros, 1981, Hutching, 1981, Alvarez, 1987)

Hutchings y otros (1981) a partir de análisis de mecanismos focal en 54 focos sísmicos consideran que las fallas del SFCR en la región de Ituango tienen componente sinistral inverso a profundidades menores de 36 Km., mientras que entre 36 y 48 Km en sentido del movimiento parece cambiar a sinistral normal.

Según Alvarez (1987) la falla de Sardinias vista en un plano N5-10W/55-75SE tuvo en algún momento un importante movimiento de rumbo, ya que los lisos existentes en la serpentinita esquistosa así lo sugieren.

Al igual que el CIBUH, las ofiolitas de Ituango fueron emplazadas tectónicamente a través de las fallas del SFCR. La relación estructural se muestra en el mapa de Alvarez (1987) (Figura 46). Las fallas geológicas que limitan las ultrabasitas son de tendencia NS-NNE (Fallas sardinias, El Tesoro, Meseta y Cartaderal).

El levantamiento en "Push-up Block" de la unidad serpentinitica y anfibolítica está notablemente definido a través de las fallas que lo circundan y la zona de convergencia de cada par escalonado es compatible con movimientos sinestrales (vease fig 46 y compárese con fig 34). Las serpentinitas del noreste de Ituango están desplazadas dextralmente por fallas de tendencia E-W.

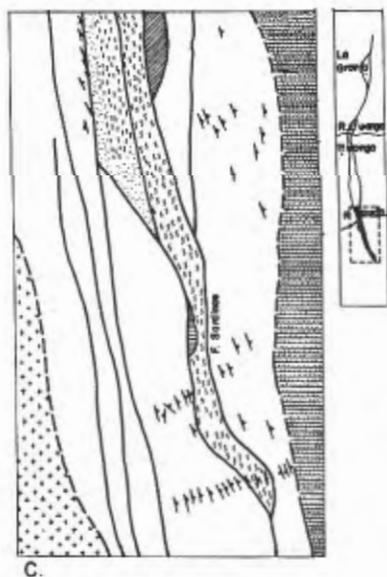
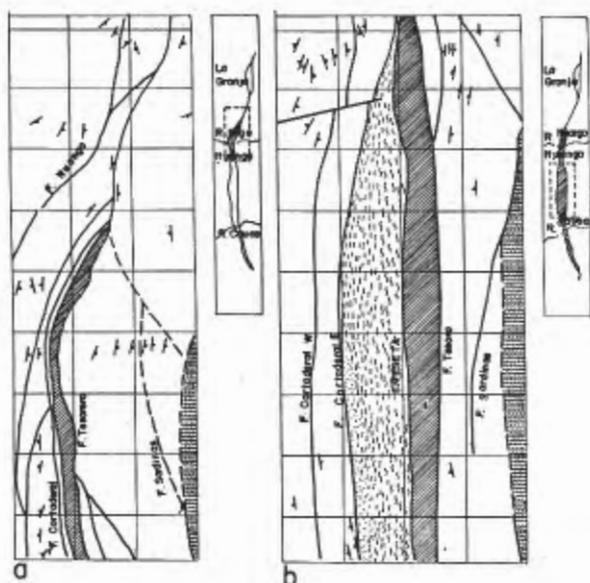
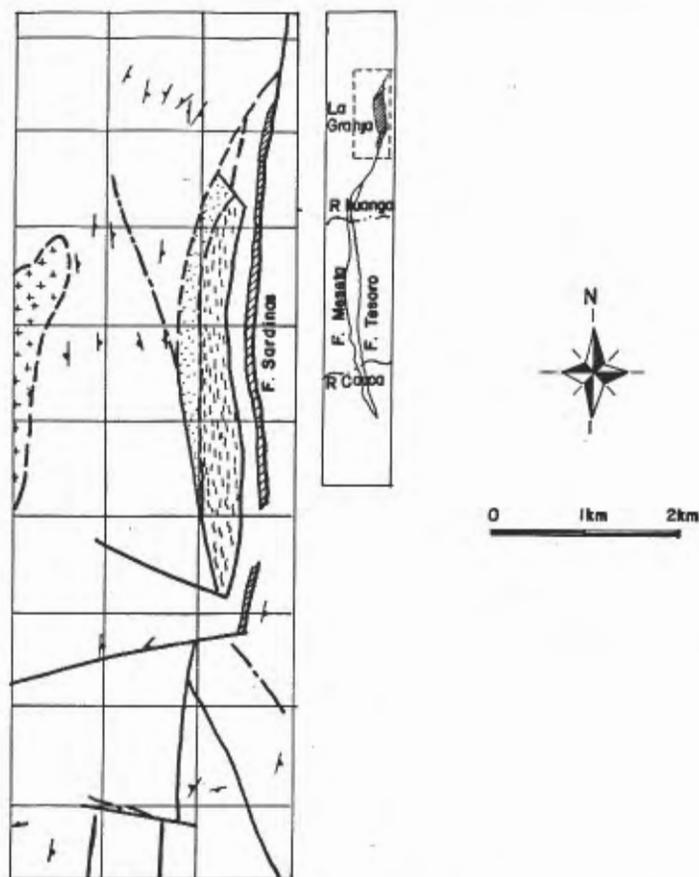


FIG. 46: Serpentina de Ituango Sector Sur, Centro

Para nomenclatura observese figura siguiente



d

ESTRATIGRAFIA

Terciario		Sedimentitas clásticas continentales
		Serpentinitas
Cretaceo		Epidota anfíbolita neisica (tipo 1)
		Epidota anfíbolita esquistosa (tipo 2)
		Epidota anfíbolita esquistosa transicional a filita básica
		Granitoides
Pre-cretaceo		Neises felsicos
		Esquistos de bajo grado

CONTACTOS

- Localización aproximada
- FALLAS**
- Localización precisa
- Probable o incierta
- Lineamiento topografico

FOLIACION

- Inclinado
- Vertical

FIG. 46 Serpentinitas de Ituango Sector Norte (Tomado de Alvarez, 1964).

Bloques de serpentinita relacionados con rocas básicas han sido frecuentemente encontrados a lo largo de fallas de rumbo en otras regiones del mundo. (Sumatra, Ataloya Sur de Turquía; Mitchell y Reading, 1978).

"Pull-Apart" de Amagá-Angelópolis

La Falla Amagá (fa) entre Angelópolis y Amagá está representada por tres segmentos que se encuentran comunicados entre sí por zonas de inflexión. Dos de estos segmentos representan en la actualidad fallas de cabalgamiento con un importante componente de rumbo. (Figura 47).

La cuenca en sí está formada por un grupo de anticlinales y sinclinales cuyos ejes axiales hacen ángulos subparalelos con los segmentos esencialmente de cabalgamiento de fa. Los anticlinales son llamados: de Palomos, de la Honda, la Clarita, de la Sucia, de Heliconia, y los sinclinales: de Amagá, Morro Paila, y Angelópolis.

FIG 47. Mapa geológico estructural de la zona de Amagá-Angelópolis. El segmento de falla ubicado entre Angelópolis-La Ferrería muestra buenos afloramientos por la carretera que de la primera localidad conduce a El Cedro (Amagá), se observan bloques de serpentinita altamente cizallados suprayaciendo conglomerados y areniscas conglomeráticas estratificados según 350/vertical. El plano de falla está

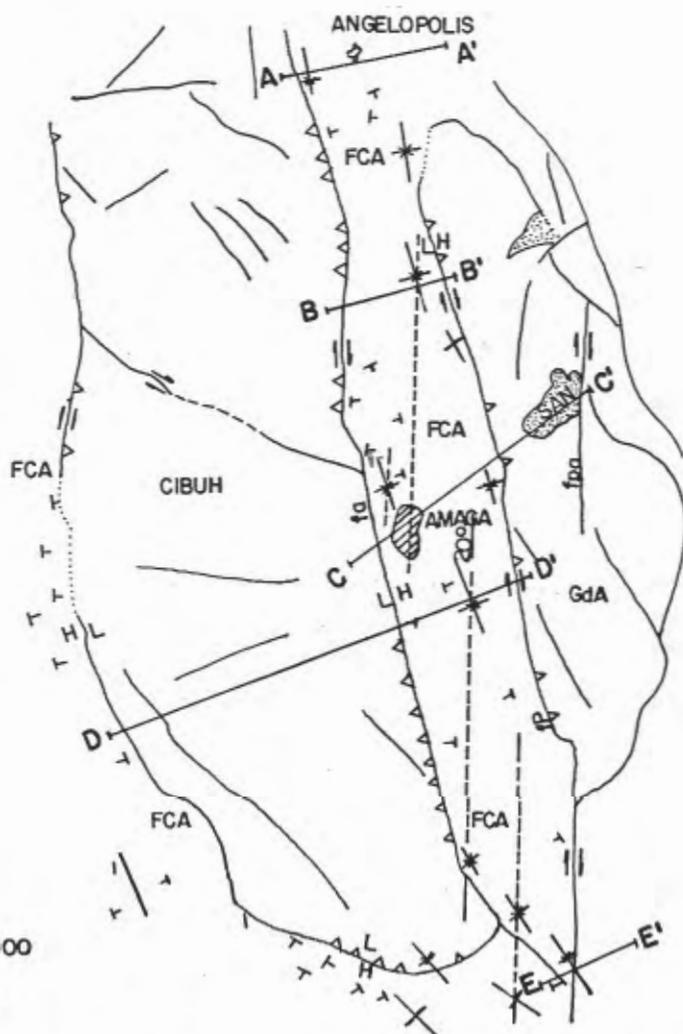


FIG 47: Mapa geológico estructural de la cuenca de Amagá (Base cartográfica de Emil Grosse, 1926).

CIBUH : Complejo igneo básico ultrabásico de Heliconia

FCA : Formación carbonífera de Amagá

SAN : Sedimentitas del Alto de Nicanor.

GdA : Granito de Amagá.

fa : Falla Amagá.

fp : Falla de Piedecuesta.

fpa : Falla de La Paja.

X : Eje de pliegue.

→ : Estratificación.

A—A' : Corte geológico, vease figuras 53A y 53B.

(Copia de Sanchez, 11)

orientado 320/10W, pero excavando hacia el Occidente muestra una inclinación cada vez más pendiente. El contacto propiamente dicho está conformado por una milonita de 30 cm de espesor con cuarzo, chert y fragmento de serpentinita embebidos en una matriz arcillosa producida por cizallamiento (Figura 48). Algunos planos de falla en serpentinita según 360 muestran estrias horizontales indicativos de un movimiento lateral dextral (Figura 49), del mismo modo sobre el plano de falla entre ambas litologías se infieren estrias (subparalelas al lápiz en la figura 48b) que sugieren un componente importante de rumbo para el movimiento. En el corte de la quebrada Quebradita (La Ferrería-Amagá), la fa indica una dirección Norte-Sur y la relación entre la Diorita de Pueblito y los sedimentos continentales no es estrictamente un cabalgamiento. Se desarrolla una zona de filonitas de 3 m. de espesor bandeadas con capas félsicas y de color oscuro (Figura 50).

El cizallamiento indica una dirección N30W/subvertical-W, al microscopio la estructura de flujo por cataclasis se ve muy bien desarrollada envolviendo porfidoclastos con feldespatos y anfíbol, pequeñas bandas de plagioclasa aproximadamente subparalelas con la esquistosidad determinan estructuras en "Pinch and swell" indicando



Figura 48. Cabalgamiento de serpentinita sobre sedimentos. Localización Angelópolis.
a. Perfil milonitizado. El plano de falla está orientado 320/10SW mientras que los conglomerados arenosos se disponen 350/90°.



Figura 48 b. Plano de falla suavemente inclinado al SW. El lápiz está en sentido según posibles estrías. Vista desde el SE.



Figura 49. Localización Angelópolis. Falla Amagá, estriada horizontalmente sobre Harzburgita serpentinizada. Microescalones generados en el plano pueden indicar un movimiento lateral derecho.



Figura 50. Localización quebrada Quebradita. (La Ferreira, Amagá). Filonita en diorita bandeada, los fenómenos de extensión y cizallamiento de tendencia NNW son deducibles de venas de cuarzo deformados.

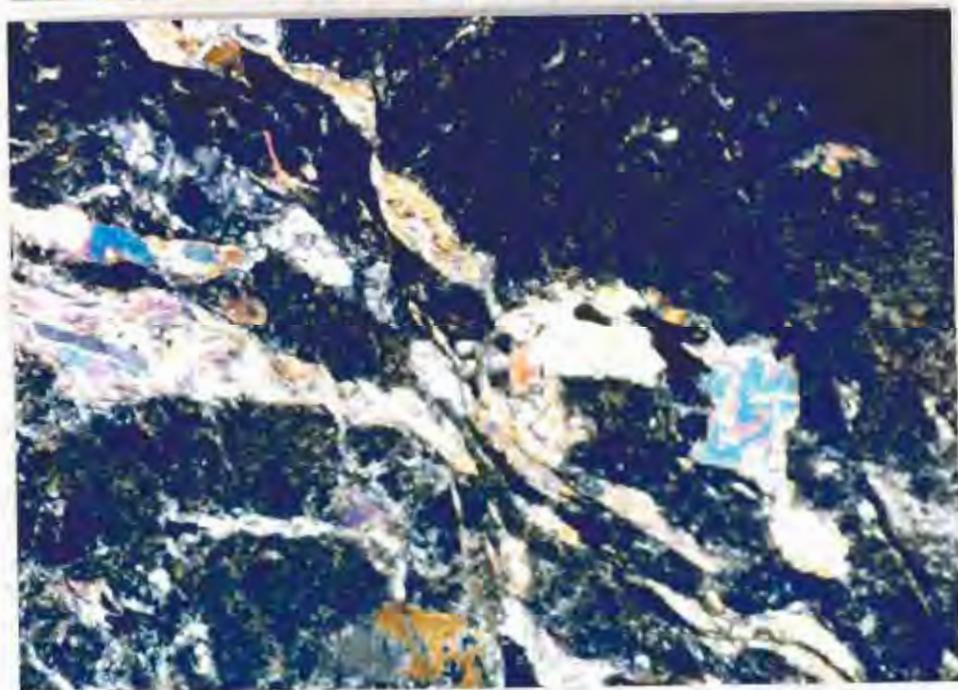
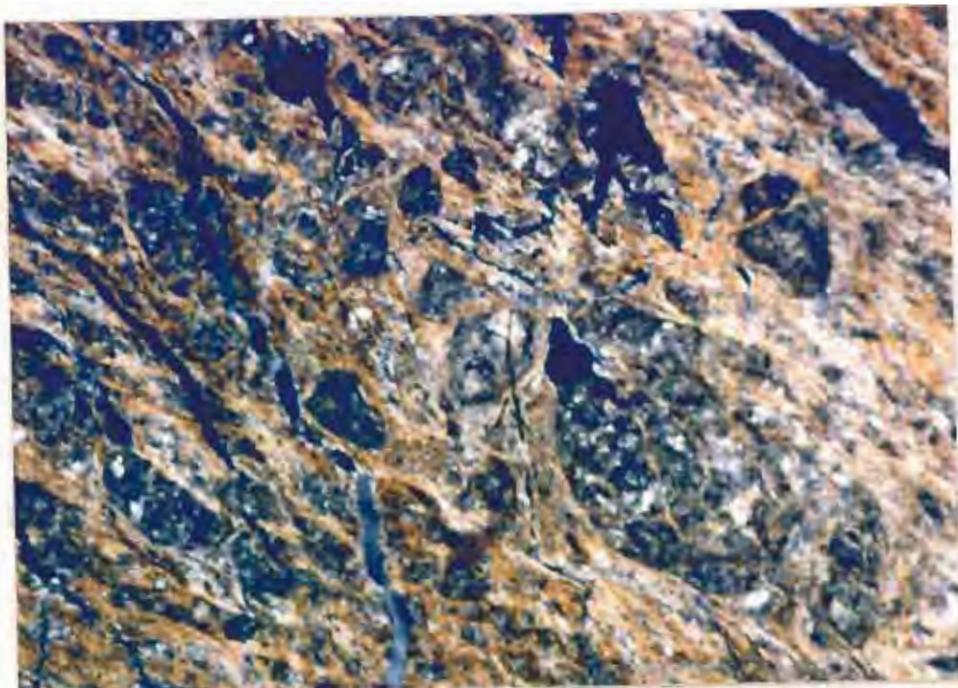


Figura 51. Estructura "pinch and swell" desarrollada sobre bandas de palgioclasa aproximadamente paralelas con la esquistosidad cataclástica desarrollada (Véase texto)

- a. Localización quebrada Quebradita.
- b. Quebrada La Potrera (Oeste de Amagá).

extensión paralela con la esquistosidad desarrollada (fig. 51). Las bandas de plagioclasa muestran rotación con respecto al material que las circunda, lo cual permite pensar que ha ocurrido cizallamiento a lo largo de los planos de orientación de la filonita.

El contacto entre la filonita y areniscas conglomeráticas muestra una dirección N-S/70W con estrias horizontales y salto dextral.

La interpretación de la diorita de Pueblito como parte de un "Push-up block" directamente apoya un componente dextralateral para la falla de Piedecuesta. Al Sur de la quebrada Sinifaná, la fp cambia de NNW a N-S afectando areniscas y conglomerados de la parte basal de la Formación Carbonífera de Amagá (Plancha 3 de Grosse, 1926). El rumbo de los estratos es paralelo a la traza de la falla y su buzamiento es subvertical; en este caso las sedimentitas fueron cartografiadas indicando un movimiento lateral derecho.

También la falla La Paja, subparalela con algunos segmentos de fp y fa, presenta igual componente de desplazamiento en el extremo Oriental del granito de Amagá. Este cuerpo fué estudiado recientemente por Giraldo y Toro (1985) bajo la dirección del profesor Jorge Julian Restrepo. Los mencionados autores concluyeron que este

cuerpo igneo tuvo un emplazamiento forzado a través de las fallas que lo circundan, encontraron láminas de biotita definiendo una foliación y desarrollo de granate en aureolas térmicas. En este caso se estaría documentando un levantamiento previo a la depositación de los sedimentos, por otra parte, clastos de granito hacen parte de los detritos en los sedimentos.

Se concluye que la cuenca hullera de Amagá puede corresponder a una depresión "pull-apart" originada por el desplazamiento de rumbo de las fallas Amagá, Piedecuesta y Cascajosa, su actividad se inició desde el Mesozoico inferior si se acepta una edad Triásica para el granito de Amagá, sin que se descarte el límite Cretáceo-Terciario para su creación.

Ejes de pliegues escalonados

El término pliegues escalonados o en-échelon se refiere a la disposición de estructuras a lo largo de una zona lineal, tal que cada pliegue o falla individual es paralelo el uno con el otro.

La figura 52 muestra un diagrama que relaciona ejes de pliegues orientados según se de la componente del movimiento, lateral derecho o izquierdo. Los ejes axiales

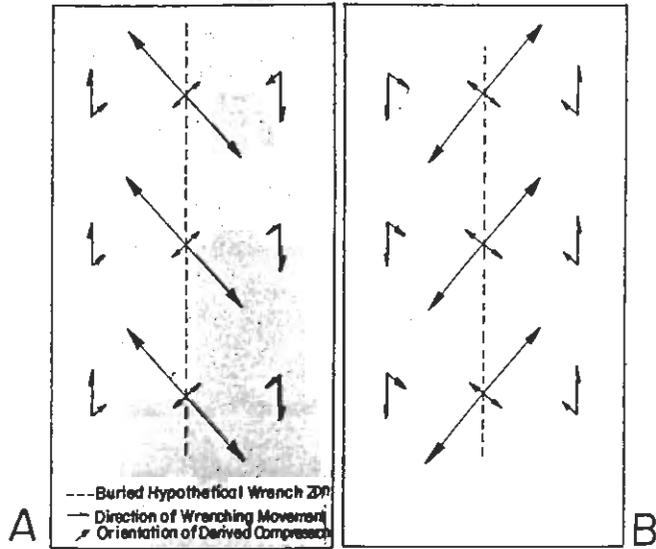


FIG 52: Movimiento lateral derecho (A) e izquierdo (B) relacionados a orientación de ejes de pliegues producidos en una zona de desplazamientos de Rumbo.
 (Copiado de Wilcox y otros, 1973).

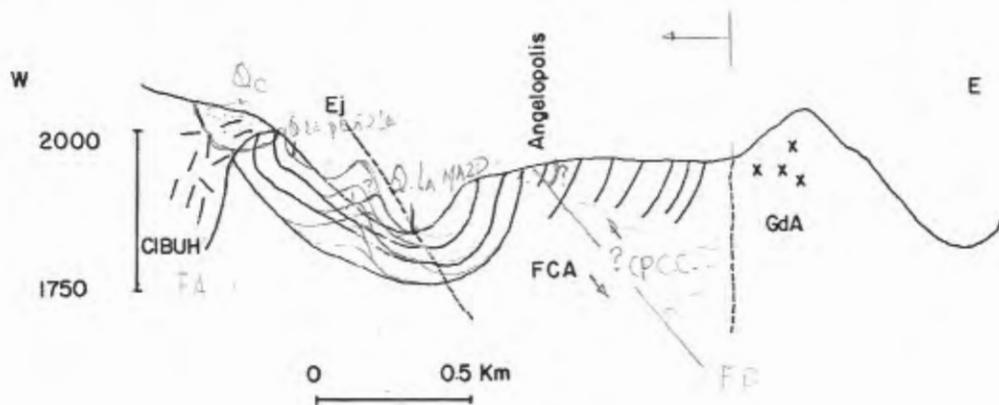
pueden hacer ángulos de $30 \pm 15^\circ$ con la zona de desplazamiento de rumbo principal, sea en el sentido de las manecillas del reloj (movimientos sinestral) o contrario a estas (falla dextral).

En la naturaleza, la orientación de pliegues en una zona por fallamiento de rumbo puede diferir con respecto a la dirección de los desplazamientos, espesor de los sedimentos y movilidad del basamento cerca de los pliegues.

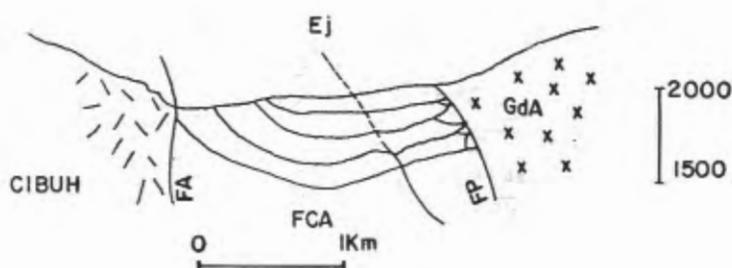
El plegamiento de la cuenca de Amagá no está conformado por planos axiales uniformemente distribuidos en toda su extensión longitudinal, sino que su configuración estructural está representada por varios ejes sinclinales y anticlinales acomodados escalonadamente a lo largo de toda la depresión. (Fig. 47 y 53).

La orientación de los ejes de plegamiento en Amagá es de tendencia NNW con ángulo alineamiento de falla-eje pliegue de 20° , lo cual indica que la deformación de los sedimentos de la Formación carbonifera de Amagá probablemente estuvo controlada por movimientos dextrales.

El trabajo de Grosse (1926) muestra como al Sur de la quebrada Sinifaná ejes de plegamiento escalonados de tendencia NNW afectan los estratos de la Formación



CORTE A-A'



CORTE B-B' (Modificado de Grosse, 1926).

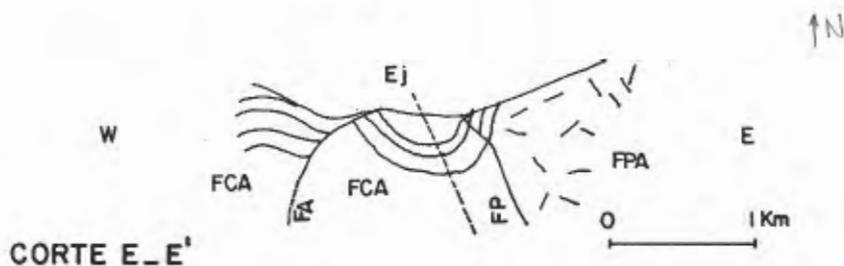
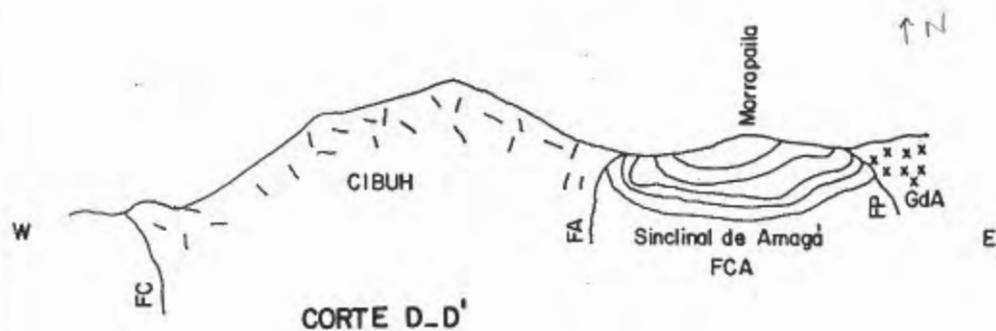
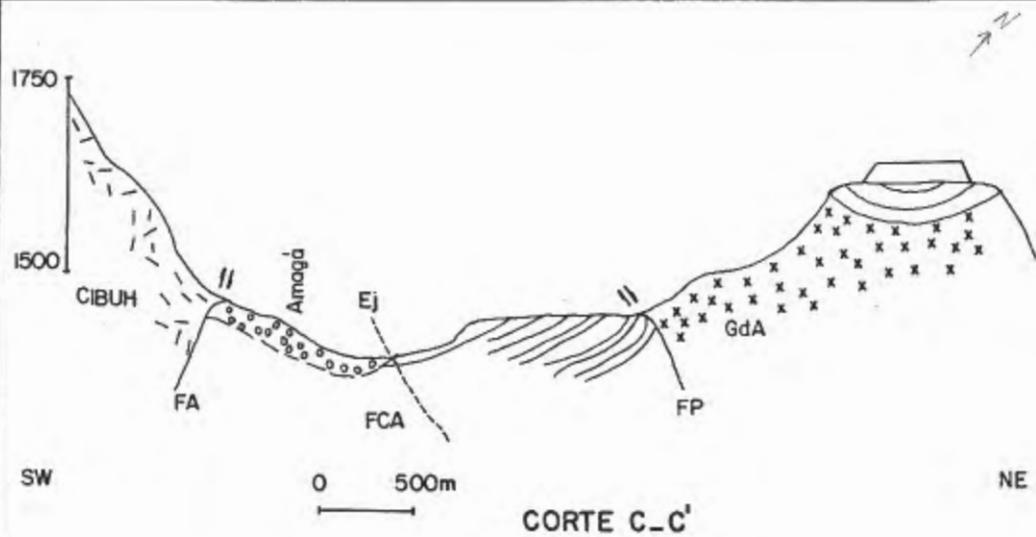
CONVENCIONES

- FCA Formación Carbonifera de Amagá
- CIBUH Complejo igneo básico ultrabásico de Heliconia.
- GdA Granito de Amagá
- FA Falla Amagá
- FP Falla Piedecuesta
- Ej Eje axial

CPCC - Complejo paleozoico de la zona de la Piedecuesta del sector de Heliconia-Angelopolis.

FIG 53A CORTES ESTRUCTURALES CUENCA AMAGA_ANGELOPOLIS

(Para localización vease figura 47)



CONVENCIONES

- FCA Formación Carbonífera de Amagá
- CIBUH Complejo igneo básico ultrabásico de Heliconia.
- GdA Granito de Amagá
- FA Falla Amagá
- FP Falla Piedecuesta
- Ej Eje axial
- FC Falla Cascajosa

FIG 53B: CORTES ESTRUCTURALES CUENCA AMAGA_ANGELOPOLIS
(Para localización vease figura 47).

Combia, confirmándose así posibles movimientos dextrales para el SFCR durante el Terciario Superior.

Desplazamientos de rumbo asociados con la falla Amagá y Piedecuesta han sido sugeridos por Restrepo y Rico (1985) en la región de Palomos-Palenque. El levantamiento estructural de las minas de carbón de Hullera Colombiana muestra como la falla Escobar Dos (N43W/58W) desplaza dextralmente la traza del eje anticlinal de Palomos y la falla Escobar uno indica igual comportamiento al desplazar la falla seis que es de tendencia E-W a NE y componente sinistral normal. (Véase figura 54).

La hipótesis que favorece desplazamientos de rumbo de los sedimentos de Amagá también ha sido confirmada por el autor de esta investigación en el sector de la Bodega, Sur de Palenque. En esta localidad está ubicada la mina La Emilia sobre el ala Oriental del Sinclinal de Venecia; donde un pequeño desarrollo minero muestra el manto "la Bodega" (manto 1) dislocado por una falla de dirección N20E/65W que desplaza dextralmente el manto de carbón con desarrollo de estrias subhorizontales. También pequeñas fallas de tendencia E-W y buzamiento subvertical hacia el Sur, están acompañadas de estrias de bajo ángulo de picn y componente inversa, indicando desplazamientos sinestrales y un importante empuje de Sur a Norte sobre el lado Occidental de la falla Amagá.

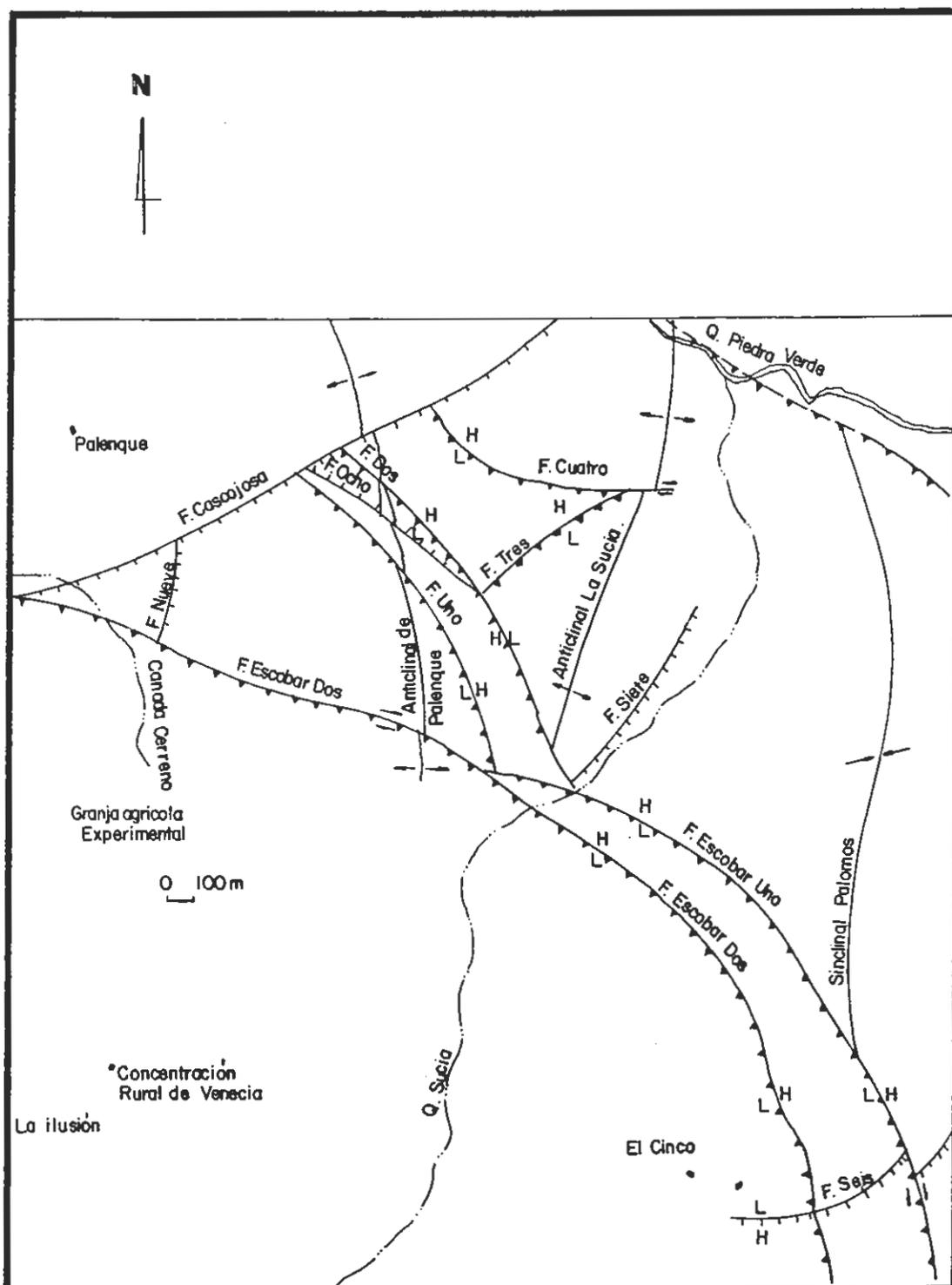


FIG 54: MAPA ESTRUCTURAL DE LA REGION DE PALENQUE, SUR DE AMAGA
 (Según Restrepo y Rico, 1984).