

Correlación estratigráfica.

Las planchas geológicas y mapas regionales del Ingeominas plantean la correlación de la Formación Carbonífera de Amagá (cartografía de Grosse, 1926) con las diversas unidades sedimentarias (no volcánicas) de edad terciaria que afloran en el Noroccidente colombiano; particularmente este concepto ha sido aplicado para aquellas cuencas localizadas entre segmentos de fallas del SFCR. Según este trabajo es poco probable que estas correlaciones sean válidas, resultando entonces necesario, replantear este criterio con base en los resultados obtenidos en esta investigación.

- Sedimentos de la región de Amagá

Las cuencas de Amagá-Heliconia y Venecia-Titiribí representan dos franjas alargadas de tendencia NNW que probablemente estuvieron incomunicadas al Norte de la quebrada Sinifaná; donde se destaca el levantamiento (en "push-up block") y posterior erosión de su basamento.

La correlación estratigráfica 1:1 entre los estratos de cada subcuenca ya fue planteada en Titiribí por Guzmán y Sierra (1984) y en Amagá por Ramírez (1989), pero un estudio comparativo entre ambas subcuencas aún está por realizarse.

Entre Puente Soto y Excarbón la columna estratigráfica se conoce dividida en cuatro conjuntos litológicos (Guzmán y Sierra, 1984). Un conjunto conglomerático basal depositado por un abanico aluvial, un conjunto carbonífero medio en parte erosionado, el areno-arcilloso y el carbonífero inferior son considerados depositados por corrientes meandriformes con pantanos donde se acumularon las turberas que dieron origen a los actuales mantos de carbón. Un quinto conjunto litológico había sido sugerido por Delsahut y Tejada (1982), fue explorado con perforación al Sur de la quebrada Sinifaná y denominado Superior o Capotera.

En Cantarrana (Angelópolis) aflora sobre basamento metamórfico un orto-conglomerado de un m. de espesor con cantos de cuarzo, esquistos silíceos, cuarcitas, dioritas y serpentinita, continúan areniscas con lentes conglomeráticos que van gradando a arcillolitas. También, por el camino Angelópolis-Santa Ana aflora un cuerpo conglomerático de más de un metro de espesor el cual contiene un lente areno-arcilloso con listas carbonosas.

Un poco ²⁾ al Sur de estas dos localidades (La Ferrería), Guzmán (1991) describe sublitoarenitas, cuarzoarenitas, subarcosas y conglomerados polimicticos con cuarzo neto predominando sobre el cuarzo metamórfico, sugiriendo que éstas unidades litológicas fueron depositadas por

corrientes trenzadas-meandriiformes que variaban transicionalmente a corrientes meandriiformes. En otras localidades, Estación Minas y quebrada La Clara, este último autor plantea la depositación de sedimentos en corrientes meandriiformes extensas relacionados con pantanos que permitieron el desarrollo de turberas.

La presencia de cuarzo neto, fragmentos de granito y de serpentinita en los sedimentos de Amagá y la ausencia de estas en Titiribí puede apoyar la hipótesis de que ambas depresiones estuvieron incomunicadas, donde los sedimentos se depositaron en una cuenca compleja en proceso de intercomunicación a través de ramales escalonados del SFCR.

Al Sur de la quebrada Sinifaná, en la vereda Rincón Santo (Venecia), Carbocol (1991) estudió con base en perforaciones la estratigrafía de la zona, detectando la presencia de 19 mantos de carbón de los cuales 11 serían explotables, teniendo en cuenta que este número de mantos no ha sido detectado ni en Amagá, ni en Titiribí, proponen considerar el paquete sedimentario depositado en una paleosubcuenca. (Chica, comunicación personal)

Tanto en la cuenca de Amagá, como en la de Titiribí se referencian depósitos aportados por áreas previamente

emergidas característicos de ambientes orogénicos intracontinentales.

El levantamiento previo de bloques emergidos ha sido confirmada también con el afloramiento de una discordancia angular al Oeste de Angelópolis. Los estratos de la Formación Carbonífera de Amagá buzan 25E y la esquistosidad de las metamorfitas de la Formación de Pizarras Arcillosas buzan 35W indicando un buzamiento de 60W para los esquistos cuando se daba la depositación de los sedimentos, sugiriendo que los bordes de la cuenca estuvieron tectónicamente activos, es decir, que podemos clasificar esta discordancia angular como de tipo progresivo intraerosiva.

- Sedimentos de Filadelfia.(SF)

Atendiendo a la línea de investigación sobre cuencas de tracción se decidió motivar al estudiante Carlos Fuentes de la Universidad de Caldas para que bajo mi dirección presentara como requisito de grado el estudio de la cuenca sedimentaria Filadelfia-La Merced, por lo cual se presenta a continuación algunos de los resultados de este trabajo.

Los sedimentos de Filadelfia (Fig. 55) que afloran entre el río Guacaica y el Norte de esta población están representados por conglomerados matriz soportados de

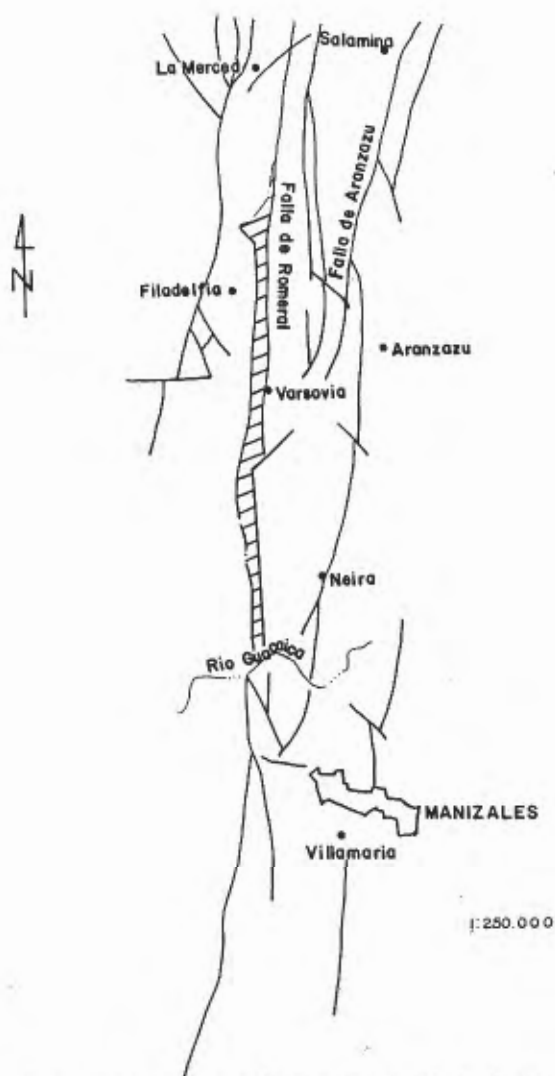


FIG 55: Trozo de las fallas geológicas asociadas de la Cuenca Sedimentaria Filadelfia-La Merced (área sombreada). Notese la discontinuidad en-
 échelon en la zona del Rio Guacaica de la Faja Romeral (Modifica-
 do del Mapa Fotogeológico de Caldas de Kassem, T.1 972).

25 m. de espesor con cantos de pórfidos dacíticos de color oscuro, conglomerados arenosos polimícticos, arenisca masiva, arenisca conglomerática, arenisca con laminación horizontal paralela y arenisca con estatificación cruzada planar (Véase columna estratigráfica, Fig. 56).

Hasta el presente en todos los trabajos regionales y locales realizados han correlacionado estos sedimentos con el piso inferior de la Formación Amagá, pero la ausencia de mantos de carbón y la presencia de clastos de pórfidos dacíticos descarta su correlación con esta formación y postula la creación de otra cuenca de tracción relacionada con el SFCR.

Estos sedimentos están limitados por dos segmentos de la falla de Romeral que a la altura de Varsovia conforman dos estructuras en-échelon que definen la cuenca alargada en sentido Norte-Sur de geometría romboédrica.

El contacto discordante y angular entre las rocas del basamento y las sedimentitas indican que ocurrió tectonismo previo a la depositación de los SF, además un estudio sismotectónico realizado por INGEOMINAS en el área (James, 1986) confirmó los desplazamientos esencialmente de rumbo en el área con depositación de

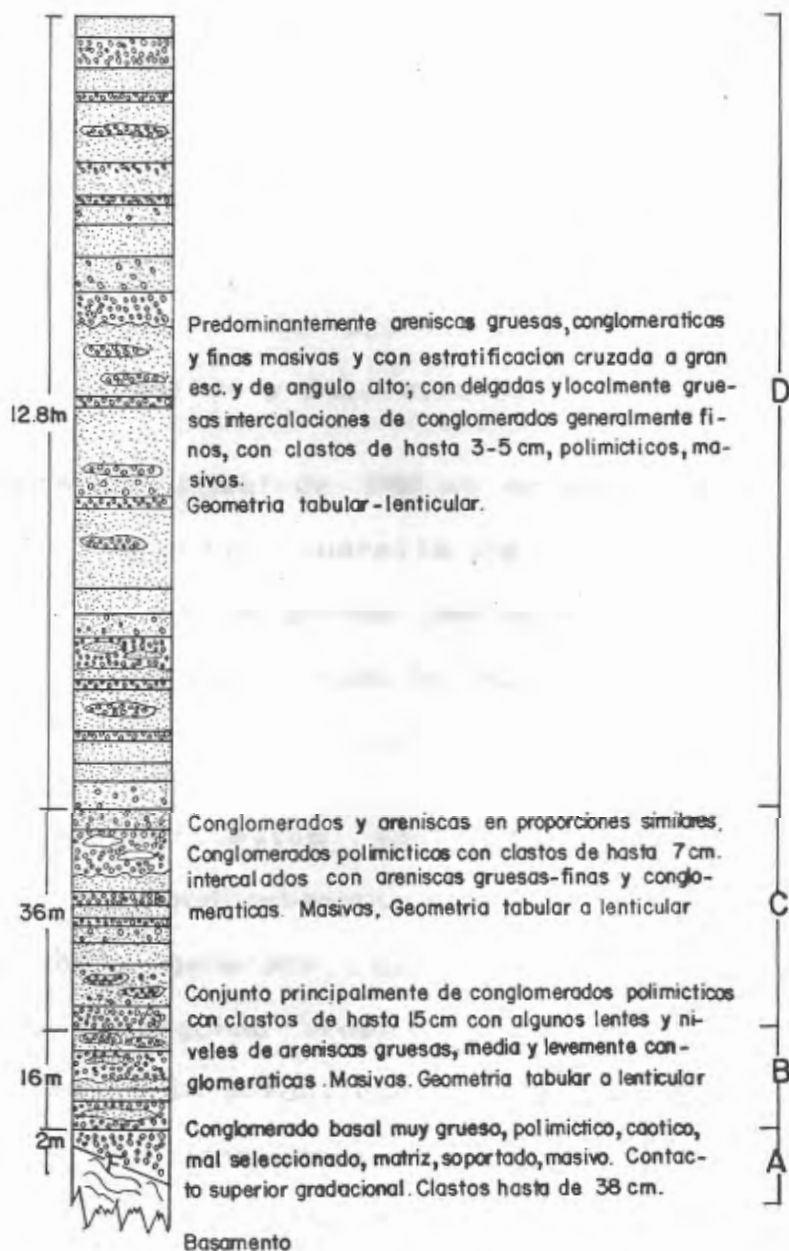


FIG 56 COLUMNA ESTRATIGRAFICA DEL CONJUNTO INFERIOR DE ROCAS SEDIMENTARIAS CLASTICAS. Q. MUELAS

sedimentos desde el Mioceno hasta el Cuaternario que muestran deformación tectónica.

- Sedimentitas del Alto de Nicanor (SAN).

Las sedimentitas del Alto de Nicanor, planteadas por Grosse (1926) como parte integrante del piso inferior del Terciario Carbonífero de Antioquia hacen parte de otra secuencia probablemente depositada con posterioridad a los Miembros Peñitas y Sabaletas de la FCA.

El conglomerado basal de SAN es un paraconglomerado con clastos de cuarzo, cuarcita y fragmentos de roca redondeadas que hace pensar en materiales retrabajados cuya fuente pudo haber sido la FCA (Guzmán, comunicación personal).

Se plantea que estos sedimentos pudieron haberse depositado independientemente de la FCA en una "subcuena de tracción" generada por movimientos de fallas sintéticas de segundo orden (R') del SFCR difíciles de cartografiar en la actualidad porque en si las SAN están cubiertas por una secuencia de estratos de cerca de 10 m. de espesor depositados recientemente.

- Sedimentos de Sabanalarga

Al Norte de Antioquia Hall y otros (1972) describen shales arcillosos, estratos delgados de arenisca friable,

localmente lentes de grava y mantos de carbón lignítico de probable origen límico terrestre. Según estos autores estas sedimentitas están en la actualidad depositadas en grabenes angostos, fallados y plegados que pertenecieron a una antigua cubierta muy extensa formada en el Terciario y que ha sido removida en la actualidad por erosión.

La estructura de Sabanalarga (fs), al Sur y Norte de esta localidad se divide en brazos subparalelos con geometría escalonada, coincidentalmente entre cada pareja de fallas escalonadas están asociados los depósitos sedimentarios que pueden representar antiguas "cuencas de tracción" relacionadas con movimientos de rumbo de los segmentos de falla de Sabanalarga.

Según Hall y otros (1972) la fs, en este sector, no está conjugada con las fallas de Romeral y Santa Rita, siendo probablemente más joven. En este caso el relleno sedimentario de la región de Amagá no sería correlacionable con los sedimentos de Sabanalarga, siendo estos últimos también de edad más reciente. Evidentemente Toussaint (Comunicación personal) plantea un origen de la cuenca de Sabanalarga atribuible a posibles movimientos sinestrales de fs, mientras que las condiciones estructurales en Amagá parecen indicar movimientos dextrales en la génesis de la cuenca.

4. ANALISIS DE VITRINOIDES EN CARBONES APLICADO AL ESTUDIO ESTRUCTURAL

4.1. Contexto General

Se conoce que la reflectancia de la vitrinita está íntimamente relacionada con el rango del carbón y las condiciones de metamorfismo, por ejemplo, si se dá una intrusión se puede producir una aureola térmica con desarrollo de antracitas.

Dado que el carbón no conlleva metamorfismo retrógado, los modelos de reflectancia representan los efectos acumulados de temperatura y presión a través de toda la historia de enterramiento.

Un aspecto a tener en cuenta es que mientras la reflectancia promedio está controlada principalmente por la temperatura y el tiempo, la anisotropía de reflectancia está influenciada por las condiciones de esfuerzos durante la carbonificación.

El origen de la anisotropía óptica de los carbones y su relación con los esfuerzos geológicos se basa en los siguientes aspectos:

- La reflectancia del carbón está relacionada con su estructura molecular y está especialmente influenciada por la presencia de láminas aromático-grafíticas que se forman en el carbón a medida que avanza la carbonificación.

- La anisotropía de la reflectancia del carbón es el resultado de la orientación preferencial de las láminas grafíticas de estos. Siendo estas estructuras aromáticas anisotrópicas en sus índices de absorción y refracción.

- La polimerización de las láminas aromático-grafíticas toma lugar preferencialmente en la dirección de mínimo esfuerzo compresivo durante la carbonificación, por consiguiente la mínima polimerización está en la dirección del máximo esfuerzo compresivo.

- Durante la carbonificación en un campo de esfuerzos no hidrostáticos, el carbón, desarrollará una orientación preferencial de sus ejes de reflectancia. Como el campo de esfuerzos puede variar en orientación y magnitud, el modelo de reflectancia final representará una sumatoria de todos los cambios incrementados que lo precedieron dando una visión compuesta de la historia de esfuerzos.

La indicatriz de reflectancia es aproximadamente análoga al elipsoide de deformación finita ya que representa el cambio neto en la forma de una superficie en respuesta a

los esfuerzos. Sin embargo, estas dos indicatrices difieren en varios aspectos, ya que la indicatriz de la reflectancia del carbón no representa deformación del material, e incrementa rápidamente en volumen durante la carbonificación, mientras que el volumen de roca puede decrecer. Así el eje de reflectancia mínimo no es un eje de acortamiento, sino un eje de elongación mínima neta.

Los esfuerzos geológicos que actúan durante la carbonificación se pueden interpretar como consistentes en dos componentes:

- Esfuerzos que provienen de fuerzas gravitacionales que actúan sobre la columna de roca y producen compresión hacia abajo con una compresión lateral asociada.
- y fuerzas tectónicas que pueden estar orientadas en cualquier dirección.

En el caso de que haya poca influencia de fuerzas tectónicas, la dirección de máxima reflectancia del carbón se encuentra en el plano de estratificación y es aproximadamente igual en todas direcciones de ese plano. La indicatriz que resulta es uniaxial negativa y tiene la misma simetría y orientación que el campo de esfuerzos que la produjo.

La naturaleza biaxial se debe a esfuerzos triaxiales que actúan durante algún tiempo del proceso de carbonificación (Cook y otros 1972, en Stone y Cook, 1979); siendo por tanto posible inferir algunas propiedades del campo de esfuerzos y su historia a través de los datos ópticos de las vitrinitas biaxiales. En particular, es probable que la dirección R_o máx sea normal a la dirección de máximo esfuerzo lateral, dado que se ha encontrado que en ocasiones el R_o máx no se halla necesariamente en el plano de estratificación.

Stone y Cook (1979) plantean un modelo matemático para establecer la dirección del R_o máx, este procedimiento es el cálculo de la elíptica CBPSIS (Sección del plano de estratificación calculado de la superficie indicatriz) a partir de cuatro secciones verticales, los parámetros a ser tenidos en cuenta se muestran en la tabla 5, con el fin de que los datos sean representativos se efectúa la prueba de X^2 . Según estos autores, en zonas adyacentes a fallas, las orientaciones de R_o máx están dentro de un rango de 35 grados con respecto a la dirección de éstas, a una distancia mayor las direcciones de R_o máx hacen un ángulo de 45 grados o más con el rumbo de las fallas. Un aspecto a tener presente es la existencia de sobreimposición de información a un campo de esfuerzos preexistentes, en este caso la reflectancia máxima de la

TABLA 5. Valores de reflectancia medidos y calculados para lo mino Escorbon

M	R max oparente medido	R int	Desv. Estondor RO Max	BIRREFLEC- TANCIA RM-RI CBPSIS	Relacion Excen- tricidad	Re max ozimut y	σ_n	Ro Max	Text X ^a
9000 176	0. 60	0. 59	0. 01	0. 03	0. 30	346. 0	1.	0. 62	1. 6x10 ⁻¹
9000 179	0. 65	0. 61	0. 02	0. 05	0. 34	1. 1	3.	0. 67	5. 6x10 ⁻¹
9000 180	0. 44	0. 47	0. 02	0. 01	0. 35	9. 1	7.	0. 48	2. 0
9000 181	0. 48	0. 47	0. 01	0. 03	0. 44	13. 9	8.	0. 50	2. 9
9000 182	0. 41	0. 48	0. 09	0. 06	0. 46	356. 8	51.	0. 54	105. 3
9000 183	0. 43	0. 42	0. 02	0. 03	0. 41	1. 1	3.	0. 45	5. 0x10 ⁻¹
9000 184	0. 61	0. 59	0. 02	0. 05	0. 39	24. 3	3.	0. 64	4. 4x10 ⁻¹

$$ER = \sqrt{(Ro \text{ max})^2 - R(int)^2} / Ro \text{ max}$$

antigua dirección de deformación tenderá hacia el valor de reflectancia intermedia después de la carbonificación y la reorientación de la dirección de deformación (Fig. 57). Por consiguiente en muestras con igual historia de carbonificación la vitrinita sujeta a cambios de dirección de deformación tendrá una birreflectancia menor que aquella que ha tenido una dirección de deformación constante.

En regiones de poca deformación tectónica la dirección de máxima reflectancia del carbón se encuentra en el plano de estratificación y es igual en todas las direcciones de ese plano: cuando existe fuerte deformación los ejes de reflectancia se reorientan con respecto a la estratificación y se produce un modelo de reflectancia "biaxial", es decir un elipsoide triaxial con ejes $R_{\text{máx}}$, R_{int} , $R_{\text{mín}}$ (no necesariamente ortogonales como se anotó anteriormente).

Para el análisis de reflectancia en zonas plegadas se consideran tres planos mutuamente perpendiculares (Fig. 58): plano horizontal (HP) en el cual se puede encontrar la traza de $R_{\text{máx}}$ aparente, ya que esta hace un ángulo a lo sumo de 17 grados con el rumbo de la estratificación axial (AP), aproximadamente paralelo al plano axial de los pliegues locales, cuyo eje de $R_{\text{máx}}$ se considera el verdadero; y plano frontal (Right Section, RF), en el que

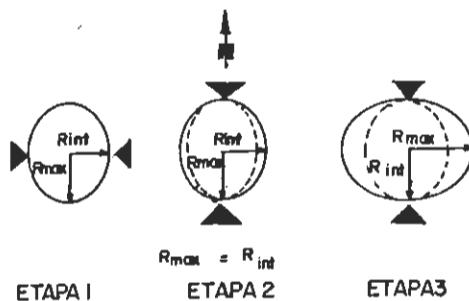


FIG 57 Representación esquemática de un desplazamiento de 90° en la dirección del campo de esfuerzos (flecha) y su efecto sobre la orientación del R_{max} .

Etapa 1: Direcciones iniciales de R_{max} y R_{int} en el campo de esfuerzos existente.

Etapa 2: Cambio de 90° en la dirección del campo de esfuerzos y subsecuente incremento en R_{int} hasta que $R_{int} = R_{max}$.

Etapa 3: La carbonificación continuada en el mismo campo de esfuerzos de las orientaciones finales de R_{max} y R_{int} .

(Tomada de Stone y Cook, 1979)

el eje reflectancia "Máximo" se considera el verdadero eje R_{int} y el eje de reflectancia "mínimo", el correcto eje R_{min} .

Una vez efectuadas las medidas para cada muestra se tabulan los resultados (Tabla 6), para determinar si la indicatriz es positiva o negativa, esto se hace comparando las birreflectancias ($R_{máx}-R_{int}$) y ($R_{int}-R_{min}$), si la primera excede la segunda es positiva, en caso contrario es negativa. La existencia de una indicatriz biaxial positiva se debe, según Levine y Davis (1984), a una compresión tectónica sumada al peso de la sobrecarga. Los medelos de birreflectancia uniaxial negativa corresponden a estratos no deformados o poco deformados; las birreflectancias negativas se consideran intermedias entre las dos anteriores.

4.2. Petrografía.

Teniendo en cuenta el punto de vista petrográfico, los carbones de la región de Amagá se clasifican en dos grupos: Carbones Subbituminosos y Bituminosos altos en volátiles, y Carbones Antracíticos, estando estos últimos íntimamente relacionados en la región a las intrusiones hipobasales tipo Corcovado, donde el análisis Micum (M10 y M40) indica que dan coque de buena calidad.

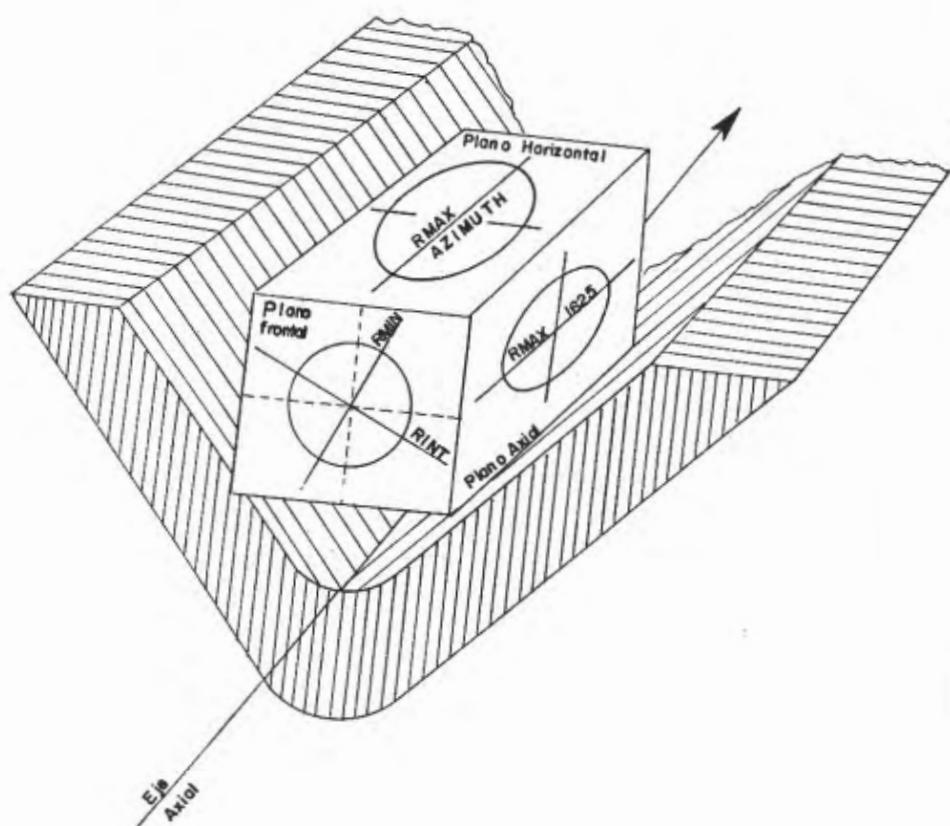


FIG: 58 Representación esquemática de los tres planos perpendiculares entre si donde se deben medir los análisis de reflectancias para una capa plegada. Estas medidas permiten obtener estimaciones empíricas posibles del valor vectorial de los ejes principales.

(Tomado de Levine y Davis, 1984).

TABLA 5. Valores de reflectancia medidos en carbones de la cuenca hollera
Amago-Angelópolis

M	Re Max (plano oxid)	R int	R	Min	R Pro medio	BIRREFLEC- TANCIA RM-RI	RI-Rm	RM-Rm	Bioxial (+)o(-)	σ_n V
9000 185	0, 28	0, 24	0, 22	0, 22	0, 25	0, 04	0, 02	0, 06	+	148
9000 186	0, 35	0, 32	0, 30	0, 30	0, 32	0, 03	0, 02	0, 05	+	238
9000 187	0, 23	0, 25	0, 20	0, 20	0, 25	0, 05	0, 05	0, 10	igual	331
9000 188	0, 26	0, 17	0, 14	0, 14	0, 18	0, 06	0, 05	0, 09	+	278, 1
9000 189	0, 38	0, 18	0, 01	0, 01	0, 19	0, 20	0, 07	0, 15	+	283
9000 190	0, 32	0, 26	0, 22	0, 22	0, 27	0, 06	0, 04	0, 10	+	312, 4
9000 191	0, 24	0, 16	0, 13	0, 13	0, 18	0, 08	0, 03	0, 11	+	9, 4
9000 192	0, 21	0, 15	0, 12	0, 12	0, 16	0, 06	0, 03	0, 09	+	66, 4

+ Si $\theta > 0$
- Si $\theta < 0$

$$\theta = [(RM-RI) - (RI-Rm)]$$

Según Ramírez (1989), en los estudios microscópicos de la Formación Amagá siempre se han encontrado los mismos macerales, microlitotipos y minerales. Los principales macerales del grupo de la Vitrinita son la Telinita, Colinita y Vitrodetrinita; en el grupo de la Exinita se registra esporinita, cutinita, resinita y detritoexinita. La ausencia de Inertinita en la Cuenca Amagá-Angelópolis ha controlado la no formación de fuseno lo cual sugiere que el litotipo Dureno es una mezcla de Vitrinita y Exinita.

Para Toro (1983) todos los carbones de la zona son húmicos lo cual implicaría un ambiente de depositación autóctonos, donde los resultados de PVR en más de 50 muestras hace pensar en zonas potencialmente ricas en gas.

4.3. Deformación tectónica según análisis de reflectancia en vitrinita.

El muestreo llevado a cabo en la Mina Excarbón se hizo con el fin de detectar la orientación de los esfuerzos en una zona fallada. En el caso concreto se analizaron 3 muestras en cercanías de la falla $f-f'$, Manto La Solapuda (fig. 59), con una dirección general N10W compatible con el modelo general de fallamiento en el área. Cuatro muestras adicionales se tomaron en cada uno de los mantos

atravesados por la transversal principal, evitando tomar muestras con efectos dinámicos con el fin de comparar los modelos obtenidos en una u otra situación.

En la tabla 5 se puede establecer en general valores bajos de desviación estandar para el R_{max} ; los resultados del CBPSIS indican una birreflectancia de pequeña magnitud. Respecto a la desviación estandar de los azimutes se puede catalogar como indicativa de poca dispersión; el test del χ^2 da resultados que estan dentro del intervalo de confianza con un $p < 0.1$. Como conclusión de este análisis estadístico se descarta la muestra 182 debido a que posee desviaciones estandar altas para R_{max} y el azimut, así como tambien un valor χ^2 que supera el rango establecido.

Las formas que toman las figuras del BPSIS (fig. 59), se pueden considerar como aproximadamente elípticas siendo por lo tanto representativas para establecer la interpretación con respecto al desarrollo de deformación en la vitrinita.

Los análisis en vitrinoides reflejan claramente un comportamiento bimodal local con respecto a la dirección del R_{max} . La primera moda corresponde a muestras tomadas en cercanías a $f-f'$ (muestras 180, 181, 183) y revelan

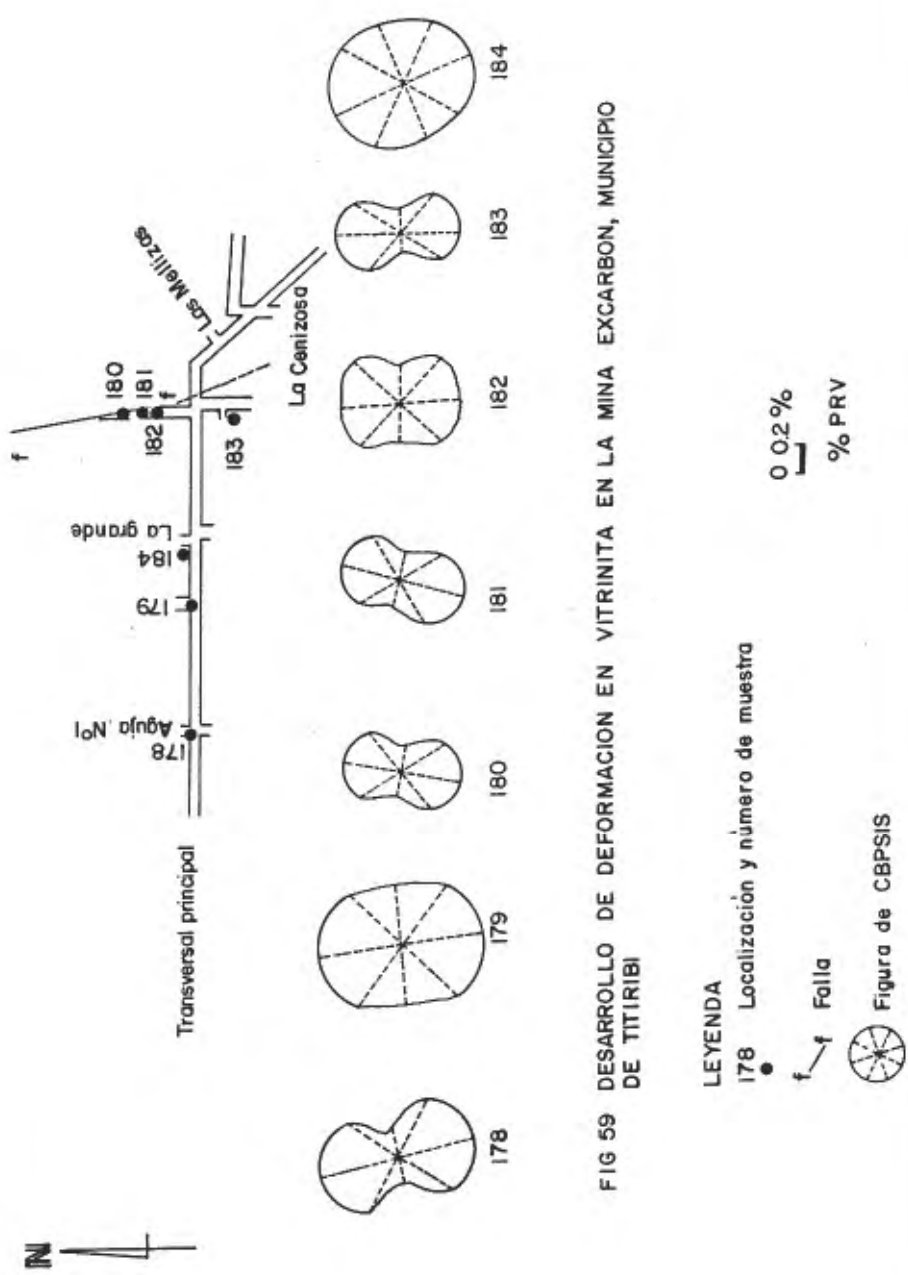


FIG 59 DESARROLLO DE DEFORMACION EN VITRINITA EN LA MINA EXCARBON, MUNICIPIO DE TITRIRIBI

- LEYENDA
- 178 Localización y número de muestra
 - f Falla
 - Figura de CBPSIS
- 0.02% PRV

una tendencia general NNE, probablemente resultado de un giro horario que indicaría un cambio de la dirección de los esfuerzos para producir desplazamiento sinestrales sobreimpuestos. La segunda moda representativa de valores detectados en puntos alejados de zonas de falla (muestras 178, 179, 184) muestran una tendencia general NNW con desviación máxima con respecto al Norte de 25°. Es de tener presente que estas dos modas difieren muy poco en cuanto a sus valores entre sí, que al considerarlas en una forma global se podrían calificar como equivalentes.

Tratando de establecer la relación estructural entre las Cuencas Amagá-Angelópolis (CAA) y Titiribí-Puente Soto se prepararon ocho muestras de carbón localizadas en zonas de charnela y en el flanco Este del pliegue conocido como anticlinal de La Honda, ubicado en la primera de las cuencas mencionadas.

Con el fin de determinar los efectos tectónicos en el proceso de carbonificación en CAA se estudió el tipo de birreflectancia y consiguientemente el modelo de elipsoide (según fuera el carácter óptico, positivo o negativo) para establecer la probable orientación de los esfuerzos de deformación regional.

En comparación con la Cuenca de Titiribí-Puente Soto, los valores de birreflectancia (RM-RI) resultaron ser en

promedio un poco más altos oscilando entre valores de 0.03 y 0.8%.

Las indicatrices de reflectancia obtenidos resultaron ser de orden óptico biaxial positivo (tabla 6) con excepción de la muestra 187 que representó un valor neutro.

Los diagramas de azimut de $R_{0 \max}$ representados en la Fig. 60, corresponden con una tendencia general Noroeste de mediano a alto ángulo con una baja dispersión, pero divergiendo de los datos de estratificación para cada una de las muestras hasta por valores equivalentes a 60 grados. Estos resultados estarían mostrando que en la CAA se detecta una sobreimpresión tectónica en el proceso de carbonificación que produjo giros antihorario en la orientación de los ejes de reflectancia compatibles con un esquema de desplazamiento dextral.

4.4. Discusión

La pequeña divergencia que se observa en los vectores de reflectancia en cercanías a la falla $f-f'$ con respecto a los demás puntos de muestreo puede ser interpretada como debido a esfuerzos posteriores al fallamiento. En apoyo a esto se tiene también el hecho de que se presentan índices de Birreflectancia entre 0.01 - 0.03%, que son relativamente bajos comparados con las muestras 179 y 183 (0.05% CBPSIS), lo cual es indicativo de reorientación en

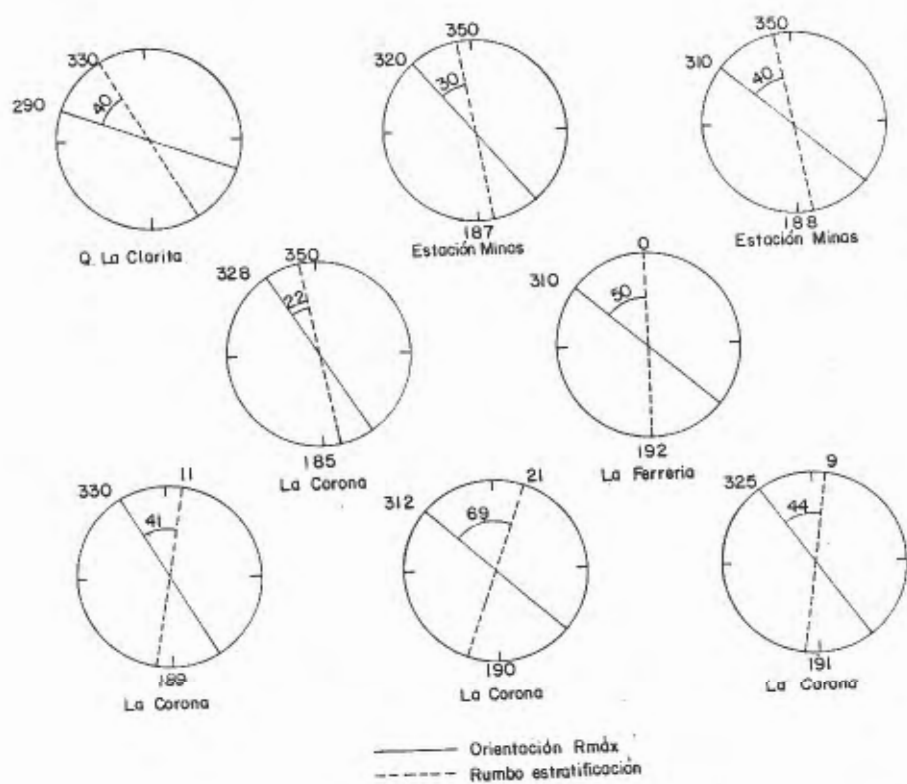


FIG 60 Orientación de los ejes Rmáx y su ángulo con respecto al rumbo de la estratificación, Cuenca Amagá - Angelópolis (Sinclinal de Amagá)

la dirección de la deformación (Stone and Cook, 1979). Es preciso mencionar que en general la zona de estudio está controlada por Fallas del Sistema Cauca-Romeral de tendencia NNW que produce efectos compresionales NE-SW compatibles con un modelo de cizallamiento de rumbo ^{o de la derecha} dextral, pero la orientación de los ejes de R_o máx en zonas de falla de la Mina Excarbón no están reflejando la tendencia estructural de los esquemas de fallamiento, orientación de ejes de pliegues y direcciones de fracturamiento litológico regionales, ya que los ejes de R_o máx muestran un sobregiro característico de desplazamientos de rumbo sinistral. Por otro lado, la Falla Juntas que aflora unos 500 m al Occidente del sitio de muestreo, probablemente tuvo en una época post-depositación y plegamiento un importante movimiento de rumbo, ya que el cuerpo metamórfico encajado tectónicamente dentro de la secuencia sedimentaria tiene una geometría de "push-up block" limitado por dos fallas escalonadas, que se pueden asociar con un movimiento dextralateral. Esta falla tiene una dirección N13W con ángulo de buzamiento subvertical al Este y pone en contacto las rocas sedimentarias plegadas que se observan en este caso subyaciendo el basamento.

Las indicatrices biaxiales positivas que se establecen del examen de vitrinoides (87,5%) de las muestras 186 y

192 inducen a pensar que existió una compresión tectónica que deformó las rocas cuando estaba ocurriendo la carbonificación.

Se conoce que en zonas plegadas, que no hayan conllevado una deformación posterior, la orientación de los ejes de reflectancia máxima y de plegamiento coinciden de manera general. En la Cuenca Amagá-Angelópolis (CAA) se nota una ligera incongruencia entre éstos dos datos: las orientaciones R_o max están en un intervalo de 290-330 de azimut mientras que los ejes de plegamiento alcanzan valores a la suma promedios de 335. (Fig. 60). Adicionalmente la diferencia marcada entre los datos de estratificación local de cada muestra con respecto al azimut de R_o max indica una sobrepresión dirigida sumada a la presión litostática que modificó la disposición esperada.

La fuerte deformación tectónica sobreimpuesta que afectó el área de Amagá ocasionó el desarrollo de un modelo biaxial positivo que puede estar indicando removilizaciones sucesivas del SFCR durante el proceso de carbonificación; ésto se deduce de la orientación de $R_{o\max}$ con respecto a los ejes de plegamiento de la zona que hizo que se produjera este fenómeno.

El hecho de presentarse una diferencia baja entre los vectores de orientación de $R_{\sigma \text{ máx}}$ y los ejes de los pliegues sugiere que la dirección de los esfuerzos han operado de manera similar para el fallamiento y el plegamiento en la cuenca.

5. PROPUESTA DE CLASIFICACION TECTONICA

5.1. Introducción.

El sistema de clasificación utilizado en esta investigación es el GBCS (Global Basin Classification System) propuesta por Kingston, Dishroon y Williams (1983).

Según el GBCS la evolución tectónica de una cuenca está dividida en ciclos, cada uno de los cuales está conformado por los sedimentos depositados durante un episodio tectónico. Algunas cuencas tienen solamente un ciclo tectónico o sedimentario y son llamadas cuencas simples, otras contienen más de un ciclo tectono-sedimentario y son denominados cuencas polihistóricas.

La clasificación de Kingston y otros (1983) sugiere ocho tipos básicos de ciclos, sus rellenos deposicionales y modificaciones tectónicas tienen su símbolo de letra y número de tal forma que la historia geológica específica de cada cuenca se pueda escribir como una fórmula. Estas fórmulas pueden hacer notar diferencias y similitudes entre una cuenca y otra.

5.2. Origen tectónico de la cuenca Amagá.

Toussaint y Restrepo (1984) consideran que el sistema de fallas Cauca-Romeral es una debilidad importante que corresponde a varios fenómenos tectónicos superpuestos, quedando el sistema demarcado de acuerdo a dos variables principales en el control estructural del Noroccidente Colombiano. El SFCR estaría conformado por fallas fsl y fss (fsl y fss). Las fsl ubican al SFCR como un límite entre corteza oceánica y corteza continental, sin que conozca la edad de las fallas, ni su origen. Las fss del SFCR es esencialmente de rumbo, su generación se dió posteriormente al emplazamiento de las rocas básicas y ultrabásicas de edad Cretácea y anteriormente a la depositación de los sedimentos continentales terciarios. Es decir, el SFCR emplazó bloques alóctonos por fallas tipo fsl , pero no fss , así como tampoco los movimientos sinestrales pliocuateranrios registrados en este sistema corresponderían al tipo fss .

Es posible que fsl haya tenido importantes movimientos de rumbo durante el Paleozoico, controlando así el emplazamiento tectónico de neises intrusivos graníticos al Oriente de la falla de Romeral. Según Toussaint y Restrepo (1984) en este tiempo se desarrollaron esquistosidades, foliaciones, plegamientos y lineaciones sobre direcciones de tendencia N-NNW que podrían estar

marcando una influencia sobre las estructuras más modernas.

Si el SFCR fue activo durante el Paleozoico es probable que se haya dado un salto en la generación de las fallas del Sistema de Oriente a Occidente en la Cordillera Central en Antioquia y Caldas.

Poco se sabe de la evolución del SFCR durante el Mesozoico temprano. El principal fenómeno documentado es el emplazamiento tectónico del cuerpo de granito tipo Amagá (Giraldo y Toro, 1985), pero con deformaciones estructurales características de un nivel estructural superior (Martínez y Ruiz, 1984). Para muchos autores la región del Cauca en este periodo fue un límite de convergencia de placas, representando así una paleozona de subducción, aunque en ciertos modo esta interpretación puede carecer de sentido si se considera que no puede estar superpuesta esta paleozona con el cinturón magmático Triásico referenciado por Toussaint y Restrepo (1981) con datos geocronológicos.

Nuevas dataciones radiométricas y análisis de equilibrio geológico en los granitos tipo Amagá probablemente descarten un emplazamiento en el límite Cretáceo-Terciario para estos cuerpos.

Según algunos modelos propuestos para el Occidente Colombiano, durante el Jurásico-Cretáceo temprano una placa oceánica subducía la placa Suramericana. Es posible que el "trench" de subducción se dió realmente entre dos segmentos de placa oceánica ubicada más al Occidente en el Océano Pacífico. El bajo espesor que debió haber tenido la corteza ofiolítica permitió la formación de una aureola dinamotérmica que generó el metamorfismo de media a alta presión del grupo Arquía.

Entre el continente y el "trench" de subducción se produjo un arco de islas que estaría representado inicialmente en las rocas básicas y ultrabásicas del CIBUH, los escasos análisis geoquímicos que se tienen de estas rocas indican ambientes característicos de isla oceánica o de arco insular.

En este caso la secuencia sedimentaria de la cuenca "Backarc" estaría representada en la Formación Abejorral que correspondería a la corteza transicional entre el arco y la Cordillera Central, mientras que la Formación Quebradagrande con vulcanismo característico de arcos de islas (Muñoz, 1985) sería típico de una región "forearc" de acuerdo con la terminología de Dickinson y Seely (1979).

El bloqueo de esta paleozona de subducción generó un nuevo frente al Occidente, que ha sido postulado por Toussaint y Restrepo (1981) con base en datos geocronológicos. Esta nueva zona de subducción permitió la creación del Arco de Altamira y su empuje hacia el continente provocó el cabalgamiento de remanentes ofiolíticos intimamente asociados con el grupo Arquía, también cabalgaron el CIBUH, la Formación Abejorral y la Formación Quebradagrande. Según Gordon y Jurdy (1986) la placa Farallones se movía rápidamente en el límite Cretáceo-Terciario contra las placas Norteamericana y Suramericana y durante el Eoceno se fragmentó en dos para crear la placa Nazca.

Los aspectos litológicos, estructurales y estratigráficos de la unidades que afloran en la región de Amagá hacen pensar que fss del SFCR se generó en un ambiente de arcos compresionales, en efecto, los modelos de formación de cuencas de tracción asociados con fallas de rumbo transcurrentes o transformantes han sido explicados por Dewey (1980), según este autor, "arcos neutrales" y "arcos compresionales" generados por convergencia de placas pueden desarrollar fallas de rumbo a lo largo del arco donde la corteza es más frágil para acomodarse oblicuamente a la convergencia.

Según Dewey (1980) las principales características observadas en un estilo estructural de arcos compresionales es la fuerte actividad tectónica donde predominan grandes cabalgamientos relacionados con fallas de rumbo que genera cuencas de tracción (Fig. 61) y "push-up block". Se pueden cartografiar complejos metamórficos y nappes. Superficies de calbagamiento han sido descritos por Toussaint y Restrepo (1974) en Medellín y también han sido estudiadas en este trabajo entre Amagá y Heliconia para varios segmentos de la Falla Amagá. Restrepo (1984) propuso discontinuar el uso de "Grupo Ayurá-Montebello" para referirse al basamento metamórfico de la Cordillera Central y en su defecto utilizar "Complejo polimetamórfico de la Cordillera Central", ya que radiométricamente comprobó varios eventos metamórficos. Para Toussaint y Restrepo (1989), las principales unidades geológicas del basamento a los sedimentos que afloran en Amagá pertenecen a un bloque alóctono denominado "Calima" que tiene caracter oceánico y está constituido por roca ígneas básicas y ultrabásicas asociadas a sedimentos marinos y rocas metamórficas de media a alta presión amalgamados al continente por una sutura de cabalgamiento. Para González (1980) gran parte de la zona de falla de Romeral está caracterizada por la presencia de unidades deformadas y fracturadas, la secuencia estratigráfica está interrumpida por



a

ARCO NEUTRAL



b

ARCOS COMPRESIONALES.



c

FIG. 61 a,b,c. cinemática de un margen de convergencia asociado al desarrollo de cuencos de Tracción (Modelos de Dewey, 1980)

- V_o : Velocidad de abducción placa O
- V_v : Velocidad de subducción placa V
- V_r : Velocidad de migración de subducción
- F : Región "Forearc".

innumerables superficies de dislocación que permiten que rocas de diversa edad y origen aparezcan en una mezcla caótica (Melange de Romeral).

También las depresiones tectónicas predeposición de los sedimentos terciarios han sido interpretadas en esta investigación como cuencas de tracción y los pilares tectónicos, fuentes de los sedimentos, como "push-up block". Es difícil de precisar la edad de inicio de la cuenca, pero probablemente fue en el Eoceno (Luteniano), época en la cual la placa Farallones se fragmentó generando la placa Nazca. Algunas dataciones palinológicas en los carbones de Amagá indican que en este tiempo ya se estaban depositando los sedimentos (Escobar, 1984).

Como conclusión se puede deducir que el choque entre la placa Suramericana y la placa Nazca en el intervalo 48-43 M.a. (Gordon and Donna, 1986) creó las fss del SFCR en un ambiente de arcos compresionales de edad más vieja (Cretáceo) que habían sido previamente cabalgados y que estaban sometidos a un proceso de fuerte actividad tectónica.

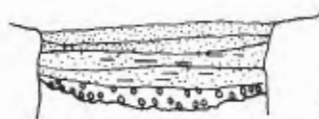
5.3. Secuencia Depositacional

Los análisis de poder reflector en vitrinita presentados en este trabajo permiten identificar varios "ciclos

tectónicos" durante el proceso de carbonificación. En la cuenca de Titiribí se registra un giro antihorario en la orientación de los índices de reflectancia que se puede estar superponiendo a una actividad dextral del SFCR. De este modo no se puede descartar el carácter polihistórico de las cuencas asociados con este sistema en la región de Amagá.

Según Herrera y Mejía (1989), al Sur de Fredonia (cuenca del río Poblano) se pueden diferenciar dos unidades tectono-sedimentarias asimilables a una molasa, donde la unidad superior reflejaría condiciones paleotectónicas y paleogeográficas que apuntan hacia una decidida influencia marina. Es importante aclarar que no se tiene conocimiento de algún afloramiento que marque la pauta entre estos dos estados depositacionales, motivo por el cual ha sido muy debatida esta teoría.

La interpretación estratigráfica vigente permite reconocer los sedimentos continentales de la Formación Carbonífera de Amagá sometida a dos ciclos tectono-sedimentarios (fig. 62). En el ciclo 1; estado 1, se genera la cuenca por fallamiento de rumbo del SFCR y se depositan conglomerados, areniscas, arcillolitas y mantos de carbón. En el ciclo 2; estado 1, se producen tensionamiento de bloques, fallamiento y subsidencia, hay una reactivación de rumbo del SFCR y se da probablemente



CICLO 1
ESTADO 1

LL-1

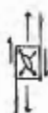
1. Creación de la cuenca por fallamiento de rumbo f.s.s del SFCR.
2. Sedimentación continental conglomerados, areniscas, arcillolitas, carbón



CICLO 2
ESTADO 1

LL-2

1. Tensionamiento de bloques fallamiento, subsidencia
2. Se inicia un nuevo fallamiento de rumbo (Wrench Fault)
3. Disconformidad, sedimentación de areniscas y arcillolitas, sin mantos de carbón, ni conglomerados.



CICLO 2
ESTADO 2

LL-3

1. Levantamiento y erosión
2. Ejes de pliegues y fallas escalonadas, se reactiva SFCR. predominan los cabalgamientos hacia superficie, hacia profundidad estas fallas son inversas

FIG 62:

Modelo hipotético de la evolución estructural de la cuenca de Amagá

la disconformidad entre el Miembro Inferior y Superior de la Formación; se depositan areniscas y arcillolitas, sin mantos de carbón, ni conglomerados. También en este último estado se produce un suave plegamiento. Durante el Ciclo 2; estado 2 se produce levantamiento y erosión, de nuevo se reactiva el SFCR y se producen fallas y ejes de pliegues escalonados, predominan los cabalgamientos hacia superficie. En profundidad estas fallas, probablemente se comportan como fallas inversas.

El trabajo de Guzmán y Sierra (1984) no identifica ciclos deposicionales, pero se reportan un ambiente depositacional de neomolasa característica de cuencas intramontañosas.

5.4. Modificación Tectónica.

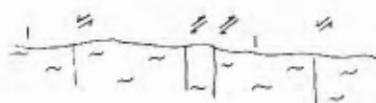
Los sedimentos continentales de la región de Amagá fueron afectados por una fase tectónica media que permitió la formación de anticlinales y sinclinales isópacos de orden hectométrico a kilométrico, con pliegues desde rectos a volcados (Grosse, 1926, Toussaint, 1978).

La evolución tectónica de la cuenca tal como lo sugiere Toussaint (1978) permite considerar fallas de rumbo en el límite Cretáceo-Terciario que fueron removilizadas durante el Oligoceno, en este caso las fallas se desplazan principalmente en sentido normal creando la

depresión donde se depositó la Formación carbonífera, para luego en el Mioceno medio actuar con desplazamientos esencialmente inversos en una fase compresional que también generó el plegamiento isópaco de la Formación. (Véase Fig. 63)

El modelo propuesto por Toussaint (1978) se diferencia del aquí sugerido (Fig. 62) en que la creación de la cuenca se atribuye directamente a desplazamientos de rumbo de las fallas del SFCR, representando las depresiones así formados "cuenca de tracción" a las cuales se asocian fallas normales (muy difíciles de cartografiar) y "push-up block" con fallas inversas, cuya génesis principal está relacionada con los desplazamientos horizontales del sistema.

La modificación tectónica de la cuenca parece ser periódica, donde los movimientos de rumbo han prevalecido en el proceso de carbonificación. Esta hipótesis es fácilmente deducible de la historia estructural de la zona donde el análisis del elipsoide de la deformación a partir de indicatrices de reflectancia en Vitrinita permitió indentificar fallamientos superpuestos, por otro lado, el acomodamiento escalonado de fallas y ejes de pliegues es característico de la evolución de este tipo de cuencas (Pull Apart) causadas por compresión oblicua



(A)

Final del cretáceo - Principio del Terciario Fase tectónica con formación de fallas de rumbo



(B)

Oligoceno - Mioceno Temprano Movimientos tectónicos fallas normales Sedimentación de la Formación Amagá

Amagá



(C)

Mioceno Medio Fase tectónica con fallas inversas y pliegues isópacos

1. Basamento preterciario
2. Sedimentos Oligo - miocenos

FIG. 83. Evolución de la cuenca de Amagá durante el Cenozoico Temprano (según Toussaint 1978)

debido a convergencia de placas. Coincidentalmente a estos resultados, Gordon y Jurdy (1986) han identificado con datos paleomagnéticos tres fenómenos compresionales durante el Cenozoico para las placas Nazca y Suramericana (43-25 M.a., 25-10 M.a., 10-0 M.a.).

5.5. Clasificación tectónica.

Según el BSCS, los sedimentos continentales de la zona de Amagá pertenecen a una cuenca continental formada en un área de convergencia de placas, muy cerca a una zona de subducción, donde la depresión tectónica ha estado controlada por fallas de rumbo desde su creación.

El conocimiento estratigráfico y estructural de la zona permite identificarla como una cuenca polihistórica, en la que se registran varios ciclos tectónicos.

De acuerdo con la mencionada clasificación la cuenca de Amagá es de tipo LL-Fbd (Véase Kingson y otros, 1983).

6. RESULTADOS DE ESTE TRABAJO

Según el esquema estructural regional se crean grandes posibilidades para que el SFCR tenga una componente esencialmente de rumbo en toda la historia tectónica. El sentido del desplazamiento en época predeposición de los sedimentos terciarios se deduce del conjunto de fallas "en-écheleon" que en su mayoría no corta la FCA controlando la formación de cuencas "pull-apart" como la de Amagá, compatible con movimientos dextrolaterales. Es por tanto factible deducir un elipsoide de deformación indicativa de un vector de compresión máxima orientado en el sentido SW-NE, que generó cabalgamientos y fallas inversas íntimamente relacionadas a la formación de pilares tectónicos ("push-up block"), fallas de rumbo sintéticas y antitéticas, con el fallamiento de rumbo principal regional, el cual es realmente el que rota y acondiciona la tendencia general de las estructuras en sentido NW-SE.

Los ejes de los pliegues que definen sinclinales y anticlinales en la zona, están orientados en sentido NW-SE y su principal característica es el acomodamiento

escalonado, sustentando así también un elipsoide de la deformación típico de fallas rumbo-dextrales. Los trabajos mineros subterráneos en la Mina El Silencio (manto 2) y en la región de Palomos muestran importantes desplazamientos dextrales según NS-NNW y sinestrales en fallas E-W o NE-SW.

Una reactivación de las fallas en la región posteriormente al plegamiento, se deduce fácilmente, pues algunos segmentos de la Falla Amagá en Angelópolis y Heliconia colocan en posición de cabalgamiento la Harzburgita de Angelópolis sobre sedimentos continentales plegados. Lo mismo ocurre cuando la Falla de Piedecuesta superpone el Granito de Amagá sobre las sedimentitas.

Una sobrepresión tectónica en Amagá, también es deducible del ángulo de giro de R_o máx con respecto a la estratificación, y a los ejes de plegamiento, indicativo de una reactivación con un componente de compresión máximo, pero subparalelo con el modelo de fallamiento y fracturamiento actual. En este caso una rotación de R_o máx en sentido contrario al de las manecillas del reloj puede estar confirmando importantes movimientos dextrales asociado con el SFCR, probablemente hasta el pleistoceno.

La cuenca Titiribí-Puente Soto muestra importantes cambios de R_o máx con respecto a los carbones de Amagá, lo

cual podría estar documentando un importante movimiento de rumbo sinestral para el SFCR en esa área. Como se deduce en la figura 40, existe una rotación en el sentido horario de los ejes de R_0 máx con relación a la estratificación y a los planos axiales de plegamiento; ésto es incompatible con un esquema dextral como controlador del fenómeno.

La ausencia de vulcanismo mioceno tardío en la cuenca Amagá-Angelópolis podría ser la clave para explicar tanto el sentido de rotación como la orientación de R_0 máx con respecto a la estratificación de ambas cuencas. Estudios recientes de MacDonald (1980) basados en orientaciones paleomagnéticas en los cuerpos intrusivos, en la depresión del Cauca indican que estos vectores se encuentran en la depresión del Cauca, del Terciario tardío, aproximadamente en un plano vertical de tendencia Noroccidental, hecho que solo podría ser explicado por una rotación de 35° en el sentido horario con respecto a un eje vertical. Según este autor el resultado es desconcertante porque no coincide con el sentido de movimiento dextralateral que se piensa es el característico de la zona de Romeral. Aunque es difícil registrar movimientos sinestral de tendencia NS-NNW en fallas estriadas, el giro horario de los vectores paleomagnéticos y de los ejes de reflectancia máxima

podrían estar asociados con una tectónica compresional NW-SE reliquia del SFCR, de edad probable terciario tardía.

En consecuencia se propone que las cuencas sedimentarias controladas por SFCR son el resultado de fallamientos de rumbo estrechamente relacionadas con las estructuras encontradas como resultado de una zona de convergencia de las placas Suramericana y Nazca en el Noroccidente colombiano.



7. REFERENCIAS CITADAS

- ALVAREZ, J. 1987. Serpentinitas y epidota-anfibolitas de Ituango, Departamento de Antioquia, Colombia: INGEOMINAS. 28(3), Bogotá, pp 1-131.
- ARIAS, L. A. y CABALLERO, J. H. 1978. Petrología metamórfica del Grupo Arquía; Tesis Facultad de Minas, Universidad Nacional, Medellín, 256p.
- ARIAS, L.A. 1981. Actividad cuaternaria de la falla Espíritu Santo. Revista CIAF. 6(1-3), Bogotá, pp 1-16.
- AYDYN, A. and NUR, A. 1982. Evolution of pull-apart basins and their scale independence; Tectonics, V. 1 (1). pp 91-105, paper number IT 1784, Stanford, pp 94-101.
- BARRERO, D. et al. 1969. Actividad ígnea y tectónica en la Cordillera Central durante el Meso-Cenozoico. Bol. Geol. INGEOMINAS, Bogotá. V. 17, pp 145-173.
- BEACH, A. 1975. The geometry of en-echelon vein arrays. Tectonophysics. V. 28, pp 245-263.
- BEDOYA, R. D. y SALAZAR, G. 1980. Estudio geológico y gravimétrico de la sección Amagá-Bolombolo. Tesis Facultad de Minas, Universidad Nacional, Medellín, 119p.
- BOTERO, G. 1963. Contribución al conocimiento de la geología de la zona central de Antioquia. Anales de la Facultad de Minas. Medellín. No 57. 101p.
- BUTTERLIN, J. 1973. Comparaison des caracteres structuraux des cordilleres sud-americaines extra-andines, des Andes Centrales et des Andes Septentrionales. II Congr. Latinoamer. Geol., Caracas. 31 p.

- CALLE, B., TOUSSAINT, J.F., RESTREPO, J.J. y LINARES, E. 1980. Edades K/Ar de dos plutones de la parte septentrional de la Cordillera Occidental de Colombia. Geol. Norandina 2(17-20), Bogotá.
- CAMPBELL, C.J. and BURAL, H. 1965. Section through the Eastern Cordillera of Colombia, South America. Geol. Soc. America Bull. V. 76, pp 567-590.
- CAMPUZANO, J. 1977. Facies en los pisos inferior y medio del Terciario carbonífero, Titiribí, Antioquia. Boletín de Ciencias de la Tierra, No 2. Medellín, pp 123-146.
- CLINE, K. M.; PAGE, J. D.; ARIAS, L. A.; BENALCAZAR, L. G.; GUILLIAM, M. L.; CLUFF, L.S. y LOPEZ, J. H. 1981. Quaternary activity of the Romeral and Cauca Fault, Northwest Colombia. Memoria del primer Seminario sobre el Cuaternario de Colombia, 1(1), Bogotá, pp 115-116.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A. and ZUSSMAN, J. 1985. An introduction to the rock-forming minerals. Commonwealth Printing Press, Led., Hong Kong, 528 p.
- DELSAHUT, B. y TEJADA, E. 1982. Utilización de Análisis Litoestratigráfico detallados para correlación de mantos de carbón en la Formación Amagá (Antioquia). Revista Dyna No 102, Facultad de Minas. Medellín, pp 15-20.
- DEWEY, A. K. 1980. Model experiments showing simultaneous development of folds and transcurrent faults.
- DICKINSON, W. and SEELY, D. 1979. Structure and stratigraphy of forearc regions. Bull. of the American Association of Petroleum Geologist, 63(1), pp 2-31.
- DURAN, A. 1937. Análisis químico de las rocas de Antioquia y análisis petrográfico. Anales Facultad de Minas, No 40, Medellín, 323 p.
- ESCOBAR, C. y MARQUEZ, G. 1990. Estudio geológico del granito néisico y la aureola de contacto en la región de Palmitas. Tesis de grado, Facultad de Ciencias. Medellín 181p.
- ESCOBAR, E. y ROZO, T. 1984. Investigación palinológica de la Formación Amagá. Tesis, Ing. Geol. Medellín, Universidad Nacional, Facultad de Minas. 180p

- ESCOBAR, L. 1983. Estudio palinológico de la formación Amagá. Bol. Ciencias de la Tierra. Fac. ciencias. Universidad Nacional. Medellín. pp 117-129.
- ESCOBAR, V. y ALZATE, M. 1986. Estabilidad de taludes y su aplicación práctica en las carreteras Amagá-Albania-Titiribí y Amagá-Albania-Bolombolo. Tesis de Grado Facultad de Minas, Medellín. 256p.
- ESTRADA, A. 1972. Geology and plate tectonics history of the Colombian Andes. Thesis, M Sc, Stanford Universidad of California. 115 p.
- FEININGER, T., BARRERO, D. y CASTRO, N., 1972. Geología de parte de los departamento de Antioquia y Caldas (Subzona II B). Bol. Geol. INGEOMINAS, 20(2), 173 p.
- FONTALVO, N. 1973. Metamorfismo de contacto de cuerpos graníticos sobre faja de metasedimentos al Occidente de Medellín. Tesis Facultad de Minas, Universidad Nacional, Medellín. 30p
- FREUD, R. 1974. Kinematics of transform and transcurrent fault. Tectonophysics. V. 25. pp 93-134.
- GIRALDO, B. y TORO, L. 1985. Cartografía detallada del Stock de Amagá. Tesis de grado Facultad de Minas, Medellín, 200p.
- GONZALEZ, H. 1977. Conceptos de metamorfismo dinámico y su aplicación a la zona de falla de Romeral. Bol. Ciencias de la Tierra. Fac. Ciencias, Universidad Nacional. Medellín. pp 81-106.
- GONZALEZ, H. 1980. Geología de las planchas 167 (Sonsón) y 187 (Salamina). Bol. Geol. INGEOMINAS. 23(1), 174p.
- GONZALEZ, H., RESTREPO, J.J., TOUSSAINT, J.F. y LINARES, E. 1978. Edad radiométrica K/Ar del batolito de Sabanalarga. Public. Esp. Geol. 8(1-5), Universidad Nacional, Medellín.
- GORDON, R. and JURDY, D. 1986. Cenozoic global plate motions. Journal of Geophysical Research, 91(B12), Evaston (Illinois), pp 12389-12406.
- GROSSE, E. 1926. El Terciario Carbonífero de Antioquia. Berlín. Ed. Dietrich Reimer. E. Vohsen. 321p.
- ✓ GUZMAN, C. A. 1991. Ambientes sedimentarios de la Formación Amagá entre Amagá y Angelópolis (En preparación).

- GUZMAN, C. A. y SIERRA, G. M. 1984. Ambientes sedimentarios en la Formación Amagá. Tesis Ing. Geol. Medellín. Univ. Nal., Facultad Nal de Minas. 303 p.
- HALL, R., ALVAREZ, J., RICO, H. 1972. Geología de parte de los departamentos de Antioquia y Caldas (Subzona II-A). Bol. Geol. 20(1), INGEO MINAS, Bogotá, 85p.
- HARDING, T. P. 1974. Petroleum traps associated with wrench faults. Assoc. Ame. Petrole. Geol. 58(7). pp 1290-1304.
- HERRERA, H. y MEJIA, J. C. 1989. Estudio geomorfológico y estructural de la cuenca del río Poblano, Tesis Ing. de Geología. Medellín. Univ. Nal., Facultad Nal de Minas. 273p.
- HINCAPIE, G. y MARTINEZ, J. 1985. Geología estructural del Sinclinal de Amagá entre la vereda Palomos y Angelópolis. Tesis Facultad de Minas, Medellín, 207p.
- IRVING, E. 1971. La evolución estructural de los andes más septentrionales de Colombia. Bol. INGEO MINAS, 19(2), Bogotá, 90p.
- JAMES, M. 1986. Estudio sismotectónico en el área del viejo Caldas. INGEO MINAS (Inédito). 113 p.
- JARAMILLO, J.M. 1976. Volcanic rocks of the Rio Cauca Valley, Colombia. Tesis M Sc., Rice University, Huston, 39 p.
- KASSEM, T., ALVAREZ J. Y ARANGO J. 1979. Mapa Geológico del Departamento de Antioquia. ESC 1:500.000. INGEO MINAS, Bogotá.
- KINGSTON, D., DISHROOM, C. WILLIAMS, P. 1983. Global basin classification system. The American Association of Petroleum Geologist Bulletin. 67(12), pp 2175-2193.
- LEDINE, J. and DAVIS, A. 1984. Optical anisotropy of coal ash as an indicator of tectonic deformation, broad top coal. Field, Pennsylvania: Geological Society of América Bulletin, V. 95, pp 100-108.
- LOPEZ, M. 1976. Asociaciones ofiolíticas y depósitos minerales relacionados. Tesis Facultad de Minas, Medellín. 164p.

- MARTINEZ, A. y RUIZ, O. 1984. Fases tectónicas superpuestas en la sección Amagá-Bolombolo (Antioquia). Tesis Facultad de Minas, Medellín. 175p.
- McDONALD, E. 1980. Anomalous paleomagnetic direction in Late Tertiary andesitic intrusions of the Cauca depression, Colombian Andes. *Tectonophysics*, V. 68, pp 339-348.
- MEJIA, M. 1983. Reseña explicativa del mapa geológico preliminar, plancha 130 (Santa Fé de Antioquia). INGEOMINAS, Bogotá.
- MENDEZ, R. y ZAPATA, A. 1985. Eclogitas, esquistos azules y rocas asociadas de Barragán-Valle del Cauca. Tesis de grado, Facultad de Minas, Medellín. 141p.
- MIYASHIRO, A. 1975. Classification, characteristics and origin of ophiolites. *Jour. Geol.* V. 83, pp. 249-281.
- MUÑOZ, M. 1985. Petrografía y petroquímica de las rocas volcánicas de la Formación Quebradagrande en el municipio de Pácora, Caldas. Tesis. Facultad de Minas, Medellín, 218p.
- ORREGO, A., CEPEDA, H. y RODRIGUEZ, G. 1977. Esquistos glaucofánicos en el área de Jambaló, Cauca. Informe 1729, INGEOMINAS, Bogotá, 8p.
- OSPINA, T. 1911. Reseña sobre la geología de Colombia y especialmente de Antioquia. Medellín. Imp. La Organización. 102 pp.
- PAGE, W. and JAMES, M. 1981. Landslide and mudflows, mayor contributors to the landscape in Northwest Colombia. *Revista CIAF*. 6(1-3), Bogotá, pp 421-454.
- PEREZ, G. 1967. Determinación de la edad absoluta de algunas rocas de Antioquia por métodos radioactivos. *Dyna*. Facultad Nal. de Minas. Medellín, No. 84. pp 27-31.
- PONS, D. 1984. La flore du Bassin Houiller D'Antioquia. (Tertiare De Colombie). 109 Congrès Natural des Sociétés Sarvantes, Dijon. pp 37-56.
- POSADA, J de la C. 1913. Notas sobre la Formación Carbonífera de Amagá. *Anales Facultad de Minas*, Medellín. No 5, pp 286-288.
- POSADA, J de la C. 1936. Bosquejo geológico de Antioquia. *Anales de la Facultad de Minas*, No 38, Medellín, 51p.

- POSADA, J. de la C. 1913. Notas sobre la formación carbonífera de Amagá. Anales Fac. Minas. 1(5), Medellín. pp 286-288.
- PUERTA, J. 1990. Estudio petrográfico del metamorfismo regional al Oeste de Manizales. Tesis de grado, Facultad de Minas, Medellín. 117p.
- RAMIREZ, P. 1989. Identificación petrográfica de los tres principales mantos de carbón del sinclinal de Amagá. V Congreso Colombiano de Geología. Tomo 1. Bucaramanga, pp 266-292.
- RAMSAY, J. G. and HUBER, M. I. 1987. The techniques of modern structural geology. Academic press. V. 2, Londres, 700p.
- READING, H. G. 1986. Sedimentary environments and facies. 2da Ed. Blackwell, Oxford. 615p.
- RESTREPO, E. 1921. Apuntes sobre la formación carbonífera de Antioquia. Anales Fac. Minas. 2(20), pp 24-63.
- RESTREPO, H. y RICO, E. 1984. Geología de la mina hullera Colombiana (Fredonia). Tesis de grado, Facultad de Minas, Medellín. 174 p.
- RESTREPO, J. J. 1983. Compilación de edades radiométricas de Colombia, departamentos andinos hasta 1982. Boletín de ciencias de la Tierra. No 7-8. Universidad Nacional de Colombia, Medellín, pp 201-248.
- RESTREPO, J. J. 1985. Algunas consideraciones sobre el origen del magmatismo Mioceno Tardío de la depresión norte del río Cauca. VI Congresos Latinoamericano de Geología. Tomo I. Bogotá. pp 335-336.
- RESTREPO, J. J. 1986. Metamorfismo en el sector Norte de la Cordillera Central de Colombia. Trabajo de promoción a profesor Titular. Universidad Nacional, Medellín. 276p.
- RESTREPO, J. J. y TOUSSAINT, J. F. 1974. Obducción cretácea en el Occidente colombiano. Anales. Fac. Minas. No 58, Medellín, pp 73-105.
- RESTREPO, J. J. y TOUSSAINT, J. F. 1987. Cuenca de tracción sinistral en la falla de Minas del Sistema Cauca Romeral, en las cercanías de Medellín, Colombia. Revista geológica de Chile, No 31. Santiago. pp 57-60.

- RESTREPO, J.J. 1982. Metamorfismos superpuestos en la Cordillera Central de Colombia. 5º Congreso Latinoamericano de Geología, Buenos Aires, Argentina, Actos III, pp 505-512.
- RESTREPO, J.J. y TOUSSAINT, J.F. 1975. Edades radiométricas de algunas rocas de Antioquia-Colombia. Publ. Esp. Geol. No 6. Facultad de Minas, Medellín. 24 p.
- RESTREPO, J.J., TOUSSAINT, J.F. y GONZALEZ H. 1981. Edades miopliocenas del magmatismo asociado a la formación Combia, Departamentos de Antioquia y Caldas, Colombia. Geol. Norandina. Bogotá. (3). pp 21-26.
- RESTREPO, J.J., TOUSSAINT, J.F., GONZALEZ, H., CORDANI, V., KAWASHITA, K., LINARES, E. y PARICA, C. 1991. Precisiones geocronológicas sobre el occidente colombiano. Simposio sobre magmatismo Andino y su marco tectónico, Manizales, pp. 1-121.
- RESTREPO, J.J., TOUSSAINT, J.F., GONZALEZ, H., SALINAS, R., MURCIA, A. Y NUÑEZ, A. 1983. Compilación de edades radiométricas de Colombia. Departamentos Andinos hasta 1982. Bol. Ciencias de la Tierra, Fac. Ciencias, Univ. Nacional. Medellín. pp 201-248.
- RODRIGUEZ, C. y ROJAS, R. 1985. Estratigrafía y tectónica de la serie infracretácea en los alrededores de San Felix, Cordillera Central de Colombia (Proyecto Cretáceo). Ingeominas. Publ. Esp. No. 16, Capítulo XXI.
- SANCHEZ, L. H. y PARRA, R. A., 1984. Estudio geoquímico y petrográfico de las rocas subvolcánicas del área Arquia-Chirapotó. Tesis de grado, Facultad de Minas, Medellín, 174p.
- SCHEIBE, R. 1919. Geología del Sur de Antioquia. Comp. Est. Geol. de Colombia. Bogotá. pp 97-167.
- SCHURCH, M.L. y ESPINOSA, A. 1982. Las rodingitas y algunas de sus contribuciones al conocimiento geológico, principales ocurrencias en Antioquia, Caldas y Risaralda. Publicaciones Especial No 10, INGEOMINAS, Bogotá. pp 37-46.
- SHUBERT, C. 1983. La cuenca de Yaracuy. Una estructura Neotectónica en la región Centro-Occidental de Venezuela. Geología Norandina N. B. 11p.

- STONE, I. and COOK A., 1979. The influence of some tectonic structures upon vitrinite reflectance. *Journal of Geology*, V. 87., pp 497-598.
- TORO, F. 1983. Determinación de las líneas de igual reflectancia de la cuenca de Amagá. Angelópolis-Titiribí. Tesis de grado, Facultad de Minas, Medellín. 87p
- TOUSSAINT, J. F. 1978. Grandes rasgos geológicos de la parte septentrional del Occidente colombiano. *Bol. Ciencias de la Tierra*. No 3. Fac. Ciencias. Univ. Nal., Medellín, 231p.
- TOUSSAINT, J. F. Y RESTREPO, J. J. 1984. Fallamientos superpuestos del sistema Cauca Romeral en los alrededores de Medellín. I Conferencia sobre riesgos geológicos del Valle de Aburrá. (Memorias), Medellín, 10p.
- TOUSSAINT, J.F. y RESTREPO, J.J. 1981. Esbozo de la organización espacio-temporal del magmatismo de tipo intermedio a ácido en el noroccidente colombiano. *Bol. Ciencias de la tierra*. 5-6. Universidad Nacional, Medellín. pp 157-162
- TOUSSAINT, J.F., GONZALEZ, H., RESTREPO, J.J. y LINARES, E., 1978. *Publ. Esp. Geol.* No 14. Facultad Ciencias, Universidad Nacional seccional Medellín, 7p.
- VAN DER HAMMEN, T. 1958. Estatigrafía del Terciario y Maestrichtiano y tectogénesis de los Andes Colombianos. *Bol. Geol. Bogotá*, 6(2), pp 67-128,
- WILCOX, R. E., HARDING, T. P. and SEELY D. R. 1973. Basic wrench tectonics. *Amer. Assoc. Petro. Geol.* 57(1) pp 74-96.