

**GRANDES RASGOS GEOLOGICOS  
DE LA PARTE SEPTENTRIONAL  
DEL  
OCCIDENTE COLOMBIANO**

**POR**

**JEAN FRANÇOIS TOUSSAINT \***

\* Departamento de Ciencias de la Tierra - Universidad Nacional - Medellín.



## INTRODUCCION

Situadas a la esquina noroccidental del continente suramericano, Los Andes Colombianos se encuentran en una posición estructural particularmente compleja ya que allí convergen la cadena de los Andes s.s. y los sistemas montañosos del Caribe y del Istmo de Panamá. Esta complejidad se refleja en Colombia por la división de la cadena en varios ramales: las Cordilleras Oriental, Central y Occidental y la Serranía de Baudó separados por valles intra-andinos. Además del punto de vista geológico, se reconocen generalmente dos sectores, el oriente y el occidente cuyo límite se sitúa en el borde oriental de la Cordillera Central.

La parte norte del occidente colombiano, a la cual se refiere el presente trabajo, comprende de Este a Oeste:

- La Cordillera Central la cual está constituida principalmente por un complejo polimetamórfico intruído por plutones y batolitos mesozóicos.
- La depresión del río Cauca que sigue aproximadamente el importante sistema de Fallas Cauca-Romeral y está formada de depósitos continentales cenozóicos cortados por intrusiones ácidos a intermedias. En sus bordes afloran también rocas básicas y ultrabásicas cretáceas así como rocas metamórficas de la misma edad.
- La Cordillera Occidental la cual está principalmente constituida de rocas básicas y de sedimentos marinos cretáceos, intruídos por plutones y batolitos cenozóicos.
- Los valles del río Atrato y del río San Juan los cuales se caracterizan por una espesa sedimentación marina cenozóica.
- La Serranía de Baudó que bordea la costa del Océano Pacífico y que está formada principalmente por rocas básicas mesozóicas y cenozóicas.

Siendo el propósito de este trabajo reconocer los grandes rasgos geológicos de la parte septentrional del Occidente Colombiano, empezaremos a describir y a discutir las grandes unidades geológicas, luego presentaremos una descripción de las características esenciales de las diversas fases tectónicas que la afectaron para terminar nuestro estudio por un análisis del marco geotectónico de esta región.

El objetivo principal de este trabajo es presentar una visión de conjunto actualizado de la geología del norte del Occidente Colombiano y en particular de su evolución. Por eso analizaremos los argumentos en favor y en contra de las diversas interpretaciones recientes recalcando los puntos comunes y las divergencias de opinión entre investigadores. Además, el autor presentará nuevas hipótesis y planteará nuevos interrogantes.

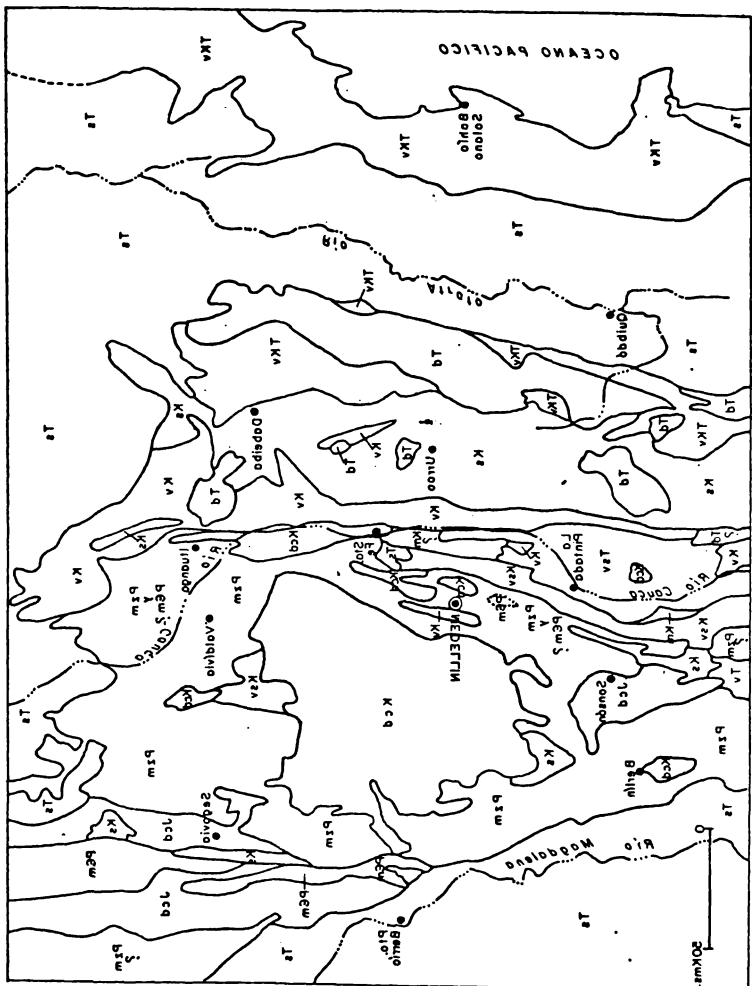
El autor no tiene la pretensión de ofrecer soluciones desde ahora a los problemas vigentes sino más bien de hacer un balance provisional del estado de conocimiento geológico y de hacer resaltar las dudas que quedan sin respuestas.

Al final del trabajo el lector encontrará una bibliografía bastante extensiva que le permitirá profundizar su conocimiento de las ideas de los principales investigadores que han permitido obtener las adquisiciones científicas actuales. También se presenta una lista de mapas cuya consulta sería beneficiosa para seguir más fácilmente la lectura de este trabajo.

Finalmente el autor espera que este estudio sea útil a los investigadores y estudiantes interesados en adquirir una visión global de la geología regional de esta parte de los Andes y que ayudará a reflexionar sobre la historia de este muy interesante edificio montañoso

## MAPA GEOLOGICO GENERALIZADO

<b>PEm.</b>	<b>Rocas metamórficas del Precámbrico</b>
<b>Pzm.</b>	<b>Rocas metamórficas principalmente del Paleozoico ( puede incluir PE m y Km )</b>
<b>Jcd.</b>	<b>Plutones principalmente cuarzodioríticos y granodioríticos del Jurásico</b>
<b>Ks.</b>	<b>Rocas sedimentarias del Cretáceo</b>
<b>Kv.</b>	<b>Rocas volcánicas principalmente básicas del Cretáceo</b>
<b>Ksv.</b>	<b>Rocas sedimentarias y volcánicas del Cretáceo</b>
<b>Km.</b>	<b>Rocas metamórficas del Cretáceo</b>
<b>Kcd.</b>	<b>Plutones y batolitos principalmente cuarzodioritas y granodioritas del Cretáceo</b>
<b>Td.</b>	<b>Plutones dioríticos y cuarzodioríticos del Terciario</b>
<b>TKv.</b>	<b>Rocas básicas cretáceas y/o terciarias</b>
<b>Ts.</b>	<b>Rocas sedimentarias del Terciario</b>
<b>Tsv.</b>	<b>Rocas sedimentarias y rocas volcánicas principalmente andesitas del Terciario</b>



(Mapa topográfico de Indaial, 1978)

**LAS  
PRINCIPALES  
UNIDADES  
GEOLOGICAS**





## LAS ROCAS METAMORFICAS

La parte septentrional de la Cordillera Central está caracterizada principalmente por la presencia de un conjunto polimetamórfico intruído por plutones y batolitos mesozoicos.

Las rocas metamórficas se han formado durante varios eventos de los cuales un número limitado parece comprobado en la actualidad. Para facilitar la descripción, agruparemos las rocas metamórficas en tres "series" datadas respectivamente del Precámbrico, Paleozoico y Cretáceo:

- 1.- Una serie de neises, migmatitas y anfibolitas que está localizada tanto del lado oriental como del lado occidental de la Cordillera y que fué datada del Precámbrico.
- 2.- Una serie de neises, anfibolitas, cuarcitos mármoles, esquistos que constituye el núcleo central de la Cordillera y de la cual por lo menos parte de ella ha sido datada del Paleozoico.
- 3.- Una serie de anfibolitas y esquistos que afloran en el borde occidental de la Cordillera y que ha sido datada del Cretáceo Temprano,

En cuanto a la edad de las principales unidades litológicas se presentan varios problemas de los cuales se destacan los siguientes:

- La serie 1 es probablemente el resultado de varios eventos.
- Parte de los neises de la serie 2 pueden pertenecer a la serie 1.
- Algunas anfibolitas pueden pertenecer a cualquiera de las series 1, 2 ó 3.
- Parte de los esquistos pueden pertenecer a la serie 1.
- Dentro de la serie 2 no se sabe si hubo un solo evento, paleozóico temprano o tardío, o ambos eventos.

Con las reservas anteriores, analizaremos las diversas unidades en el siguiente orden:

A.- Las rocas metamórficas precámbricas.

B.- Las rocas metamórficas predominantemente paleozoicas.

1.- Los paraneises del núcleo central.

- 2.- Los esquistos, cuarcitas y mármoles del núcleo central.
  - 3.- Los neises intrusivos.
  - 4.- Los metasedimentos ordovicianos.
  - 5.- Las anfibolitas.
- C.- Las rocas metamórficas cretáceas.

Luego se presentará una discusión sobre algunos de los problemas que plantea este conjunto polimetamórfico.

A.- Las rocas metamórficas precámbricas.

En el flanco oriental de la Cordillera Central, Feininger y otros (1972) documentan neises cuarzo-feldespáticos con algunos lentes de anfibolitas y de mármoles. Por estar recubierto por los metasedimentos con graptolitos ordovicianos de La Cristalina y por comparación con rocas similares datadas por Tschanz y otros (1972) en aproximadamente 1300 m.a. en la Sierra Nevada de Santa Marta, los autores les asignan una edad precámbrica. Anotamos que estas rocas están separadas del núcleo principal de la Cordillera Central por la falla del Bagre.

Kassem y Arango (1977) consideran que estas rocas precámbricas se prolongan al norte de la Serranía

de San Lucas.

En el departamento del Tolima, Barrero y Vesga (1976) indican pequeños afloramientos de rocas Precámbricas y dataron en  $1360 \pm 270$  m.a. la anfíbolita de Tierradentro. En el flanco occidental de la Cordillera Central la posible existencia de Precámbrico han sido sugerido por Hall y otros (1972) para el neis micáceo de Puqui localizado al NW de Puerto Valdivia y por González (1976) para la migmatita de Puente Pelaez situado al SW de La Ceja. Sin embargo, por dataciones radiométricas K/Ar no ha sido posible confirmar estas hipótesis ya que Toussaint y otros (1978) dataron en  $248 \pm 10$  m.a. parte del neis de Puqui y Toussaint y otros (1978) obtuvieron  $120 \pm 10$  m.a. para la migmatita de Puente Pelaez. (Ver Fig.2).

Recientemente, Restrepo y Toussaint (1977 y 1978) describieron una unidad de anfíbolitas granatíferas localizada cerca a Caldas (Antioquia) y obtuvieron una edad K/Ar de  $1670 \pm 500$  m.a. lo que constituye la edad más antigua conocida en Colombia. El metamorfismo de la anfíbolita es de tipo bórico de media presión. Esta anfíbolita está intruída por un neis micáceo, el neis de La Miel, datado en  $343 \pm 12$  m.a. por el método K/Ar y en

580  $\pm$  40 m.a. por el método Rb/Sr (Cordani y otros, 1978, en preparación) pero no se conoce las relaciones con las demás unidades. Este neis parece prolongarse al sur por el neis del Alto de Minas descrito por González (1976). Se debe tener en cuenta desde ya la posibilidad de que varias otras anfibolitas y también algunos neises de alto grado considerados en la actualidad como paleozóicos sean en realidad precámbricas.

Una anfibolita localizada cerca a Sucre a 5.5 Kms al NE de Santa Fe de Antioquia ha sido datada en 557  $\pm$  50 m.a. o sea en el límite precámbrico-cámbrico (Toussaint y otros, 1978). En este caso los autores consideran más probable que sea la edad más antigua que se aproxime más a la edad real del metamorfismo.

En la última parte de este trabajo se presentará parte de las discusiones planteadas por la posición tan occidental de algunas rocas precámbricas aunque podemos aclarar aquí que el problema más importante es de saber si el basamento precámbrico es continuo o no por debajo de la Cordillera Central o dicho de otra manera de saber si los afloramientos oriental y occidental pertenecen o no a un mismo "núcleo precámbrico". De estas hi-

pótesis depende en gran parte la interpretación de los eventos metamórficos, tectónicos y magmáticos durante el paleozoico.

B.- Rocas metamórficas predominantemente paleozoicas.

1.- Los paraneises del núcleo de la Cordillera.

Además de los neises de edad precámbrica indicados en el parágrafo anterior, varios otros cuerpos de paraneis han sido descritos entre el borde oeste de la falla del Bagre y el valle del río Cauca. En la región de Medellín, Botero (1963) indica la presencia de neises micáceos dentro de los metasedimentos del Grupo Ayurá-Montebello formado además por cuarcitas, filitas y micacitas. Para el conjunto de los sedimentos que dió origen a las rocas metamórficas supone una edad al menos paleozóico temprana y para el metamorfismo lo documenta anterior a la depositación de los sedimentos de la Formación Abejorral de edad albiana, atribuyéndole una edad posible caledoniana.

Radelli (1967) indica la ocurrencia de neises, de migmatitas a silimanita y de esquistos biotí-

ticos y moscovíticos en el flanco oriental de la Cordillera (Neises del este de St Luis, de Segovia, migmatitas de San Carlos, de Fresno, etc.). También señala la presencia de migmatitas al Sur de Medellín entre Versailles y Montebello y la ocurrencia de neises graníticos cerca a la población de Abejorral. Es de anotar que las migmatitas de Montebello son muy probablemente las mismas rocas que los neises micáceos indicado por Botero (1963) y que serán denominados luego Migmatitas de Puente Pelaez por González (1977). Radelli (1967) considera estas rocas de alto grado de metamorfismo como representativas de un metamorfismo antiguo, probablemente herciniano según él, que afloraría en forma de escamas de zócalo levantada. Como lo detallaremos en el parágrafo siguiente, anotamos ya que para este autor el metamorfismo de bajo grado sería de edad mesozóica. Las escamas de zócalo estarían recubiertas por los cipolinos (mármoles) de Nare al oriente y por los de El Cairo al occidente los cuales se consideraban correlacionables con las calizas de Payándé de edad triásica.

Como se ve, Radelli (1967) distingufa claramente dos metamorfismos superpuestos separando así las rocas de alto grado tales como los paraneises de

las de bajo grado tales como los esquistos.

Por su parte, Estrada (1972) también separa las rocas metamórficas del núcleo de la Cordillera en dos grupos: un grupo formado de rocas de alto grado de metamorfismo, que aflorarían en el flanco oriental al NW de Puerto Valdivia (Complejo de Puqui) y en las cercanías de Medellín (neises del Grupo Ayurá Montebello). Este grupo es considerado como de edad paleozóica; otro grupo constituido de rocas de bajo grado de metamorfismo es supuesto de edad mesozóica. Esta idea es bastante similar a la de Radelli (1967), la cual fué también aceptada por Butterlin (1969).

Feininger y otros (1972) documentan neises feldespáticos y alumínicos con zonas migmatíticas e inclusiones de anfibolitas, que afloran sobre una amplia área en el flanco oriental del norte de la cordillera. Estos neises estarían recubiertos por cuarcitas y representarían un alto grado de metamorfismo que habría afectado sedimentos de tipo lutitas o limolitas con porcentaje de cuarzo variable. La edad del evento metamórfico es supuesto del Paleozóico tardío.

Hall y otros (1972) describen en una área de



150 Km<sup>2</sup> al noroccidente de Valdivia un neis micáceo localizado en el llamado Complejo de Puqui. El neis está intruído por anfibolitas y por una metatonalita datada K/Ar entre 238 m.a. y 211 m.a. Este neis, por su alto grado de metamorfismo es considerado por los autores como más antiguo que los metasedimentos de bajo grado del llamado Grupo Valdivia supuesto de edad Paleozóica tardía; por eso se inclinan para una edad paleozóica temprana o precámbrica para el neis. Hall y otros (1972) describen un neis feldespático al E de Ituango, un neis augen en Santa Rita y un neis cataclástico al S de Ituango. Por su grado de metamorfismo más alto el del E de Ituango es considerado como parte basal del Grupo Valdivia metamorfoseado durante el Paleozóico tardío. Es de anotar que el neis de Ituango (o neis de Pescadero), supuesto de origen "para" por los autores ha sido datado por el método K/Ar en  $97 \pm 5$  m.a. y por Rb/Sr entre  $211 \pm 15$  y  $290 \pm 75$  m.a. lo que parece confirmar un evento metamórfico herciniano importante al cual se superpone un evento geológico (?) albiano-cenomaniano (Cordani y otros, en prep.).

Echeverria(1973) estudia la petrología de parte del Grupo Ayurá Montebello documentado por Botero (1963) y agrupa los neises biotíticos, los esquistos biotíticos con grafito y sillimanita y las anfibolitas en un miembro Ayurá de alto grado de me-

tamorfismo y un miembro Montebello de bajo grado de metamorfismo. La edad del metamorfismo de ambos miembros es también supuesta del paleozóico tardío. Anotamos que los neises y esquistos biotíticos indicados hacen parte de las escamas de zócalo de Radelli (1967).

González (1977) describe también los neises del Grupo Ayurá Montebello situados entre Versailles y La Ceja y concluye que son migmatitas llamadas Migmatitas de Puente Pelaez similares al neis micáceo de Puqui descrito por Hall y otros (1972). Al igual que estos autores, González se inclina para una edad precámbrica anotando además que esta unidad está recubierta por cuarcita. Como se indica en el párrafo sobre las rocas precámbricas, la hipótesis de González no ha podido ser confirmada por datación K/Ar ya que Toussaint y otros (1978) obtuvieron una edad de 120 m.a. la cual no corresponde a la edad real del metamorfismo del cuerpo sino que parece reflejar los importantes eventos tectónicos y metamórficos albianos (ver p.116).

De todo modo, es importante realizar nuevas dataciones radiométricas para aclarar este problema. Para el autor de este trabajo, las hipótesis so-

bre la edad precámbrica del neis de Puqui y de las migmatitas de Puente Pelaez son muy factibles.

## 2.- Los esquistos, mármoles y cuarcitas.

A principio de este siglo, Ospina (1911) y Scheibe (1919) habfan observado unos esquistos micáceos que atribufan al Paleozóico. Ospina (1911) además consideraba una edad juratriásica para las filitas y esquistos arcillosas de muy bajo grado.

Grosse (1926) agrupó las cuarcitas con las rocas arcáicas (Precámbrico Superior).

En la carretera entre Armenia e Ibaguë, un poco al sur de la región estudiada en el marco de este trabajo, Nelson (1957) describió con bastante precisión una secuencia de esquistos cuarzo sericíticos, graffíticos, arcillosos asociados con esquistos verdes, filitas, anfibolíticas e intercalaciones de diabasas. Esta secuencia fué denominada Grupo Cajamarca y su espesor fué estimado a 13000 metros. Anotamos aquí que el espesor de las secuencias metamórficas es muy probablemente subestimada debido a las múltiples repeticiones producido por el plegamiento.

Nelson en 1957, suponía una edad paleozóica para el metamorfismo pero luego, en 1962, cambió de opinión asignando al Grupo Cajamarca una edad mesozóica. Este cambio se basa en la correlación que el autor propuso entre el Grupo Cajamarca por una parte y los sedimentos y diabasas cretáceos de la Cordillera Occidental observados entre Buga y Buenaventura por otra parte. También el autor anotaba la semejanza entre algunas rocas del Grupo Cajamarca y los esquistos descritos por Grosse (1926).

Botero (1963), en las cercanías de Medellín, describe cuarcitas, filitas y micacitas dentro de lo que denomina metasedimentos del Grupo Ayurá Montebello. Además el autor correlaciona estas rocas con el Grupo Cajamarca de Nelson (1957) y propone una edad paleozóica probable para el metamorfismo.

Radelli (1967) describió principalmente cuarcitas y esquistos moscovíticos, graffíticos, sericíticos y cloríticos y considero que estas rocas se presentan con intercalaciones de diabasas anfíbolíticas y serpentinitas. Además anota las características de tipo Abukuma del metamorfismo. El autor considera que la base de la secuencia está representada por los cipolinos de Nare que correlaciona con las calizas de la Formación Payandé de edad triásica.

El techo estaría formado por los esquistos arcillosos con fósiles aptianos que afloran cerca de Berlín.

Esta secuencia estaría recubierta, cerca a Abejorral, por sedimentos fosilíferos de edad albiana.

En la parte Noroccidental de la Cordillera, Hall y otros (1972) describen una serie de esquistos cuarzo sericíticos y de esquistos verdes, frecuentemente intercalados entre si. También anotan la presencia de algunos mármoles. A esta secuencia la denominan Grupo Valdivia y suponen un espesor del orden de 13000 metros por correlacionar con el Grupo Cajamarca de Nelson. La edad del metamorfismo es supuesta del paleozóico tardío basándose en la edad radiométrica permo-triásica de la metatonalita de Puqui.

En la parte norte de la zona II B, en el flanco oriental de la Cordillera, Feininger y otros (1972) encuentran cuarcitas encima de los neises feldespáticos y mármoles encima de las cuarcitas.

En la parte sur (cuadrángulo J-9) describen esquistos sericíticos y otras rocas de bajo grado de metamorfismo. La edad del metamorfismo, también es considerada paleozóica tardía y su tipo

es reconocido como de baja presión o sea Abukuma.

Estrada (1972) supone que las rocas de bajo grado y en particular los esquistos verdes, los esquistos graffíticos, las filitas y las cuarcitas que pertenecen a parte del Grupo Ayurá Montebello y que también forman los grupos Valdivia y Cajamarca están intercalados con algunas ofiolitas y tienen una edad mesozóica. Siguiendo a Nelson (1962) el autor correlaciona esta secuencia con las rocas mesozóicas de la Cordillera Occidental.

Para Echeverría (1973) las rocas de bajo grado del Grupo Ayurá Montebello forman el miembro Montebello que aflora al occidente de la región localizada al sur de Medellín. La edad del metamorfismo es considerada Paleozóica tardía.

Restrepo y Toussaint, en varios trabajos (1973, 1975 y 1976), admiten una edad paleozóica tardía para el metamorfismo del núcleo de la Cordillera Central y documentan además en el borde occidental de esta Cordillera un metamorfismo de edad cretácea constituido en particular por anfibolitas granatíferas y esquistos verdes y cuarzo sericiticos.

González (1976) estudia en el cuadrángulo J 8 ro-

cas similares a las descritas por Hall y otros (1972) en el cuadrángulo H 8 y por Feininger y otros en los cuadrángulos H-I y J 9. Estas rocas metamórficas representan la prolongación al ~~NW~~ de las descritas en el Grupo Ayurá Montebello por Botero (1963) y Echeverría (1973). González (1976) se inclina más para una edad paleozóica temprana para el metamorfismo de las rocas de bajo grado. Restrepo y otros (1978) dataron radiométricamente por el método K/Ar, el esquisto cuarzo sericítico de Ancón, localizado a 10 Kms al Sur de Medellín y que pertenece al Grupo Ayurá Montebello. La edad obtenida de 270 m.a. apoya una edad herciniana para el metamorfismo y descarta las hipótesis de Nelson (1962), Radelli (1967) y Estrada (1972) sobre una edad mesozóica para la totalidad de las rocas metamórficas de bajo grado. Sin embargo, como lo veremos en el parágrafo C los esquistos verdes y los esquistos sericíticos del borde occidental de la Cordillera Central pertenecen a por lo menos dos eventos metamórficos, uno paleozóico y otro cretáceo. Anotamos además que la diferenciación entre ambas secuencias constituye uno de los problemas más complejos debido a la gran similitud que existe entre ellas.

En cuanto a los protolitos de las rocas metamórfi-

cas del núcleo de la Cordillera Central han sido reconocidos por varios autores, en particular Botero (1963), Radelli (1968), Feininger y otros (1972), Hall y otros (1972), Echeverría (1973) y González (1977).

Los esquistos sericíticos y cuarzo-sericíticos que afloran sobre importantes áreas principalmente del flanco occidental representan sedimentos de tipo limolitas o lutitas con cantidades bastante variables de cuarzo. Su equivalente en las rocas de alto grado serían los neises feldespáticos y aluminicos que fueron documentados en la región nor-oriental aunque otros paraneises se originaron probablemente a partir de conglomerados y grauwas. Los esquistos grafiticos provendrían de lutitas negras ricas en materias orgánicas.

Los esquistos cloríticos y actinolíticos parecen tener su origen en materiales volcanoclásticos, principalmente de tipo tobas finas aunque algunos podrían representar también flujos de rocas volcánicas básicas. Las intercalaciones frecuentes de estos esquistos verdes con los esquistos cuarzo-sericíticos sugieren una actividad volcánica bastante intensa durante la sedimentación o por lo menos durante parte de ella. Estas condiciones



podrían producirse en un ambiente de Rift oceánico aunque la presencia probable de tobas indicando características explosivas se acerca más a un ambiente de arco insular.

Las cuarcitas tienen su origen en sedimentos clásicos de tipo arena con cantidades variables de material arcilloso. Es también factible considerar que algunos de estas rocas tengan su origen en cherts.

Los mármoles parecen provenir principalmente de biohermas desarrollados sobre algunos altos fondos (arrugas) localizados tanto en el borde oriental (Nare) como occidental (El Cairo) de la cuenca. Sin embargo, algunos mármoles y esquistos calcáreos pueden también provenir de calizas pelágicas.

El conjunto de los protolitos supuestos sugiere claramente un ambiente de cuenca marina de tipo "eugeosinclinal" en la cual se depositaban sedimentos turbidíticos asociados a sedimentos pelágicos. Sobre los altos fondos se desarrollaban arrecifes. El volcanismo contemporáneo de la sedimentación podría indicar la actividad de un arco insular que formaría una arruga.

### 3.- Los neises intrusivos.

Varios cuerpos de neises intrusivos afloran en ambos lados de la Cordillera Central. Generalmente se presentan en fajas muy alargadas, a veces de más de 60 Kms., siguiendo una dirección aproximada N - S. Esta posición permite suponer un emplazamiento controlado por fallas aunque otras hipótesis pueden ser consideradas.

La composición mineralógica varía desde granítica hasta cuarzodiorítica y la textura es generalmente metamórfica aunque a veces se conserva la de rocas ígneas.

Estos neises son intrusivos en las rocas metamórficas del núcleo de la Cordillera Central, formando frecuentemente cornubianas a andalucita y sillimanita.

Hall y otros (1972) describen al noreste de la zona estudiada (cuadrángulo H-8) dos unidades de neises intrusivos y una metatonalita: Un neis porfiroblástico adamelítico aflora sobre unas 300 Kms.<sup>2</sup> al norte de Campamento en la región del río Nechí y un neis tonalítico cataclástico está localizado al suroeste de San José, cerca a la Falla de

Romeral. Este último parece prolongarse al sur por el granito neisico de la Sierra de Iguana descrito por Grosse (1926) al noreste de Sopetrán. El neis de San José tiene una composición similar a la de la metatonalita de Puqui, que aflora sobre aproximadamente 600 Km<sup>2</sup> al norte y noroeste de Puerto Valdivia. Esta ha sido datada radiométricamente entre 239 y 211 m.a. (Hall y otros, 1972; Botero, 1975).

Grosse (1926) había reconocido tres cuerpos importantes en el borde occidental de la Cordillera, entre Medellín y San Andrés. Se tratan, del NE al SW del granito neisico moscovita de Loma de Monte Grande, del granito neisico o biotita y moscovita de la Sierra de Iguana y del granito neisico (granitita) de Palmitas. Estos granitos neisicos considerado precámbrico por Grosse (1926) están atribuido al mesozóico por Radelli (1968) quien además considera que son producto de una "granitización" de la secuencia metasedimentaria con algunas fusiones parciales. Recientemente, Cordani y otros (en preparación), dataron por el método Rb/Sr entre  $238 \pm 15$  y  $420 \pm 80$  m.a. el granito neisico de Palmitas. Una edad K/Ar había indicado un evento térmico cretáceo.

Feininger y otros (1972) describen tres grandes cuerpos alargados cerca a San Francisco y al oriente de San Luis considerando una edad paleozóica tardía para estos.

González (1976) reconoce cuatro cuerpos: neises de Rfo Verde, de Pantanillo, de Abejorral y del Alto de Minas. El neis de Abejorral fué datado en  $207 \pm 5$  m.a. por el método K/Ar siendo esta edad mínima. El autor considera que estos neises se intruyeron durante el Paleozóico tardío en las rocas metamórficas del paleozóico temprano.

El neis del Alto de Minas se prolonga probablemente al norte por el neis de La Miel descrito por Restrepo y Toussaint (1976). Este intruye las anfibolitas precámbricas y fué datado radiométricamente en 343 m.a. por el método K/Ar y en 580 m.a. por el método Rb/Sr (ver supra).

Con los datos disponibles en la actualidad parece claro que las intrusiones se desarrollaron principalmente durante el Paleozóico tardío aunque el neis de Caldas parece haberse formado durante una orogenia precámbrica y "rejuvenecido" durante el devonico.

De todo modo, el hecho de que varios de los neises (Palmitas, Abejorral, etc.) intruyen claramente los metasedimentos de bajo grado permite rechazar la hipótesis de Radelli (1968) y Estrada (1972) sobre la edad mesozóica de estos metasedimentos. Sin embargo, este hecho no permite aclarar el problema de saber si la mayoría de las rocas metamórficas de bajo grado pertenece a la orogenia caledoniana o a la herciniana.

#### 4.- Los metasedimentos ordovicianos.

Cerca a la estación La Cristalina del Ferrocarril Medellín-Puerto Berrío, situada a aproximadamente 25 Kms. de esta última población aflora una secuencia de lutitas, metamolitas silíceas, calizas arcillosas, mármoles y metaareniscas feldespáticas la cual fué reconocida por Harrison (1930), Posada (1936) y Botero (1940). Por su parte, Feininger y otros (1972) realizaron el mapeo de la secuencia.

Los fósiles, predominantemente Graptolites, colectados por Harrison y Botero en varias oportunidades indican una edad ordoviciiana.

Feininger y otros (1972) reconocen que estos meta-

sedimentos fosilíferos reposan en discordancia angular sobre rocas metamórficas de alto grado que se dataron, en consecuencia, del Precámbrico. El espesor de la secuencia ordoviciana sería del orden de pocos centenares de metros.

Si bien la edad de la sedimentación de las rocas de La Cristalina no presta a discusión, no es el caso de la edad del débil metamorfismo que las afectó. En efecto, como lo veremos en la discusión ( p.37 ) este metamorfismo puede ser de edad caledoniano o de edad herciniano.

#### 5.- Las anfibolitas.

Los autores del principio del siglo, Ospina (1911), Scheibe (1919), Grosse (1926), Posada (1936), habían reconocido algunas fajas de anfibolitas en el flanco occidental de la Cordillera Central. Todos estos autores les asignaban una edad precámbrica.

Botero (1963) describe la petrología de las anfibolitas de la región de Medellín y documenta el origen ígneo de éstas. Además considera que se intercalan con la parte basal del Grupo Ayurá Montebello.

Echeverría (1973) propone la hipótesis de que las anfibolitas representarían una antigua corteza oceánica sobre la cual se habría depositado los metasedimentos del Grupo Ayurá-Montebello.

Si Botero (1963) considera el metamorfismo de las anfibolitas como de edad posiblemente caledoniana, Echeverría (1973) se inclina para una edad hercíniana.

Radelli (1968) describe dos grupos importantes de anfibolitas: unas ortoanfibolitas ricas en cuarzo y pobres en plagioclasa serían el resultado de un metamorfismo de ofiolitas intercalados a la base de la secuencia metamórfica de bajo grado (mesozóico según Radelli); otras anfibolitas como las de Medellín se habrían enriquecido en plagioclasa como efecto de contacto del Batolito Antioqueño.

Feininger y otros (1972) anotaron que las anfibolitas del flanco oriental de la Cordillera tienen más de un origen. Algunas son metaígneas ya que forman diques en los mármoles o están relacionados petrológicamente con gabros hornbléndicos. Otras, en lentes dentro de los neises feldespáticos parecen de origen sedimentario.

Hall y otros (1972) indican anfibolitas intrusivas en el neis micáceo de Puqui y González (1977) anota una situación similar en las migmatitas de Puente Pelaez al SW de La Ceja.

González (1977) indica que algunas anfibolitas podrían ser de origen para            y que otras en particular las de La Ceja, descritas por Botero y Echeverría podrían, como lo supone este último autor, representar una paleocorteza oceánica. Esta corteza habría sido metamorfoseada durante el Paleozóico temprano.

Restrepo y Toussaint (1973 y 1975) están de acuerdo con la hipótesis de Echeverría según la cual el metamorfismo herciniano habría afectado una corteza oceánica. En 1975, estos autores intentan datar la ortoanfibolita de La Ceja obteniendo una edad de 92 m.a. por el método K/Ar. Este resultado fué interpretado como indicativo de un evento térmico importante que podría relacionarse con la intrusión del Batolito Antioqueño. Hasta la fecha, no se ha podido datar la faja de anfibolitas de Medellín - La Ceja y lo único que parece ser bastante comprobado es su situación infrayacente y a la vez intercalada con la parte basal del Grupo Ayurá Montebello. Eso a menos que la



secuencia sea invertida en la región de Medellín (!). Por lo tanto, en la actualidad, no se puede aclarar si las anfibolitas son precámbricas o paleozóicas.

De todo modo, parece que hay más de un origen para las anfibolitas y que éstas tienen muy probablemente edades distintas. Así como se indica en otras partes, hay unas anfibolitas precámbricas por ejemplo las de Caldas y muy probablemente las de Sucre y otras de edad cretácea, como las de Arquía. Las de Medellín - La Ceja podrían pertenecer al primer grupo o constituir una unidad paleozóica.

#### C.- Rocas metamórficas cretáceas.

En los trabajos anteriores a 1974, las rocas metamórficas del flanco occidental de la Cordillera Central no habían sido diferenciadas de las del núcleo central. Por su parte, Radelli (1968) había hecho una breve descripción de las anfibolitas y de los esquistos del Río Arquía, localizado entre La Pintada y Supía.

En esta zona, Toussaint y Restrepo (1974) documentaron una secuencia de rocas metamórficas que comprende anfibolitas granatíferas, esquistos verdes,

esquistos silíceos y grafitosos y que está relacionado con las rocas de un complejo ofiolítico. La presencia de cloritoide en los metasedimentos y el desarrollo de granate almandino en anfibolitas indica un metamorfismo de presión media o sea barroviiano. Este metamorfismo es por lo tanto distinto del metamorfismo Abukuma que se presenta en el núcleo de la Cordillera Central.

Estos autores (1974) asignaron a la secuencia una edad tentativa jurásica. Luego Restrepo y Toussaint (1975) dataron por el método K/Ar una anfibolita del Río Arquía en  $110 \pm 5$  m.a. o sea Aptiano-Albiano. También un esquisto verde localizado a la base de las dunitas que afloran algunos kilómetros al oriente de Medellín fué datado por el método K/Ar de manera preliminar en  $108 \pm 12$  m.a. (1975) siendo el resultado definitivo de  $100 \pm 8$  m.a. (1976). A la secuencia metamórfica y a las serpentinitas del Río Arquía los autores dieron el nombre informal de Grupo Arquía.

Un problema de nomenclatura se debe aclarar ya que las serpentinitas y peridotitas asociadas a gabros y diabasas han sido agrupadas en un Complejo Ofiolítico del Cauca (ver p.67) y que algunas serpentinitas en particular las del Río Arquía se han

agrupado también con las rocas metamórficas en el Grupo Arquía. Podríamos preguntarnos si el Grupo Arquía es la parte del Complejo Ofiolítico del Cauca metamorfoseado durante su emplazamiento? No exactamente ya que por ejemplo los esquistos verdes localizados a la basa de la dunita de Medellín no son el resultado del metamorfismo del Complejo Ofiolítico sino más bien del basamento paleozóico (?) constituido allí por ortoanfibolitas. Por lo anterior considero que el Grupo Arquía debe ser considerado como una secuencia de rocas metamórficas, cualquier sea el protolito de éstas, géneticamente relacionadas con el emplazamiento de un conjunto ofiolítico durante el cretáceo temprano. Una "definición" más precisa en la actualidad no me parecería realista.

González (1976) se refiere al Grupo Arquía como esquistos anfibolíticos del Río Cauca y describe algunas rocas de esta secuencia acogiendo a una edad cretácea. Arias y Caballero (1978) estudian el Grupo Arquía, entre La Pintada y Supía, confirmado la estrecha relación entre las rocas metamórficas y las rocas básicas y ultrabásicas del complejo ofiolítico. Estos autores consideran que las anfibolitas tienen su origen en gabros o diabasas y que los esquistos verdes y cuarzo sericíticos a grafito

y cloritoide se formaron a partir de tobas básicas y sedimentos pelíticos tal como los de la formación Quebrada Grande (ver p.70). También confirman el aumento en granate de las anfibolitas hacia el contacto con las serpentinitas y acogen una edad cretácea para el metamorfismo.

Al Sur de la región estudiada, cerca a Pijao (Quindío) se encuentran anfibolitas granatíferas asociadas con ofiolitas. Toussaint y Restrepo (1978) dataron una anfibolita en  $110 \pm 10$  m.a. lo que permite correlacionar la secuencia con el Grupo Arquía ya que, además de la edad, la mineralogía, asociación y posición son muy semejantes.

Recientemente Toussaint y otros (1978) obtuvieron una edad de  $127 \pm 5$  m.a. para un esquisto actinolítico localizado entre Amagá y Bolombolo. Allí también las rocas metamórficas están relacionadas espacialmente con rocas básicas lo que parece indicar que las rocas metamórficas localizadas al occidente de Amagá podrían correlacionarse con las del Grupo Arquía.

Finalmente se debe anotar la dificultad que se presenta para diferenciar los esquistos de bajo grado del Grupo Ayurá Montebello de edad paleozóico de

los esquistos del Grupo Arquía de edad cretáceo ya que, como lo anotan Restrepo y Toussaint (1975) las mineralogías son muy similares.

#### D.- Discusión.

En la actualidad la discusión sobre la edad del metamorfismo de la mayor parte de las rocas de bajo grado que afloran en el núcleo central de la Cordillera Central está principalmente centrada en tres hipótesis que suponen respectivamente una edad paleozóica temprana (por ejemplo: Shagham, 1973 y González, 1977), paleozóica tardía (por ejemplo Hall y otros, 1972; Feininger y otros, 1972; Restrepo y Toussaint, 1973) o mesozóica (por ejemplo Radelli, 1968 y Estrada, 1972).

También están en discusión la pertenencia de algunos paraneises al metamorfismo paleozóico (por ejemplo, Feininger y otros, 1972) o Precámbrico (Hall y otros, 1972, y González, 1977) y la atribución de algunas anfibolitas a uno u otro de los eventos precámbrico, paleozóico o cretáceo.

#### a.- Metamorfismo mesozóico o paleozóico?

En lo que concierne la edad de las rocas metamór-

ficas de bajo grado del núcleo central disponemos actualmente de una serie de argumentos que permiten rechazar una edad mesozóica para la mayoría de los esquistos sericíticos, esquistos cloríticos, cuarcitas y mármoles. Sin embargo se debe tener en cuenta que en el borde occidental de la Cordillera existe una secuencia metamórfica muy probablemente cretácea.

Con los datos radiométricos disponibles se ha podido comprobar que muchos neises intrusivos se emplazaron al final del Paleozóico tardío y principio del Mesozóico. Durante la intrusión se desarrolló un claro metamorfismo de contacto en los metasedimentos tal como se puede comprobar en el caso del neis de Palmitas y del neis de Abejorral. También se pudo demostrar que varios plutones post-tectónicos tales como los de Amagá, de Montebello y del Buey datado del mesozóico temprano intruyen los esquistos del Grupo Ayurá Montebello.

Además un esquisto cuarzo-sericítico de este Grupo ha sido datado por el método K/Ar en 270 m.a. o sea pérmico lo que permite también rechazar la hipótesis de una edad mesozóica para parte de las rocas de bajo grado de metamorfismo.

Por otra parte, como se indicará luego, González

(1977) documentó, cerca a San Felix en el flanco occidental de la Cordillera, una secuencia de sedimentos con fósiles jurásicos que reposa en discordancia sobre las cuarcitas del Grupo Ayurá-Montebello, el cual por lo tanto es al menos pre jurásico en esta zona.

La interpretación de Radelli (1968) en el sentido de considerar los mármoles de Nare y de El Cairo como la parte basal de la secuencia metamórfica no es realmente muy evidenciada. Además la correlación que este autor propone entre los mármoles y las calizas triásicas de la Formación Payandé localizada en el borde oriental de la cordillera es sólomente basada en la identidad de facies entre estas rocas. En realidad no existen muchas evidencias sobre la edad de los mármoles de los cuales sólo se sabe que parecen reposar sobre las cuarcitas en el flanco oriental según las observaciones de Feininger y otros (1972).

La asignación de una edad aptiana al metamorfismo se argumentó en la suposición según la cual los esquistos arcillosos de Berlín datados paleontológicamente del Aptiano serían ligeramente metamorfoseados y que los sedimentos de la Formación Abajorra datada por Burgl y Radelli (1964) del Al-

biano no lo serían. En realidad, la Formación A-bejorral también tiene una parte de edad aptiana (ver infra) y también presenta una esquistosidad incipiente desarrollada al final del Albiano durante una importante fase tectónica. Esta esquistosidad implica que, localmente, los sedimentos deformados del Cretáceo temprano se asemejan a las rocas metamórficas paleozóicas de bajo grado.

Otro argumento en favor de un metamorfismo mesozóico consistió en la observación de rocas de un conjunto ofiolítico de edad cretáceo relacionado íntimamente con la secuencia metamórfica. Si bien es cierto que este fenómeno se puede comprobar en el borde occidental de la Cordillera, no se puede generalizar a todo el núcleo central y concluir por eso que el metamorfismo de este último es mesozóico. En efecto, la asociación de ofiolitas con rocas metamórficas es una característica del metamorfismo de tipo Barroviano y de edad cretáceo temprano el cual se localiza en el flanco occidental pero no caracteriza el metamorfismo del núcleo central. La superposición en el espacio de dos metamorfismos distintos en el tiempo fué una de las principales causas de equivocación de la hipótesis según la cual las rocas de bajo grado de la Cordillera Central serían meso-



zónicas.

Por lo anterior y para las rocas de bajo grado nos parece suficientemente clara la presencia de un metamorfismo pre mesozóico en la parte central de la Cordillera. La yuxtaposición y superposición de un metamorfismo cretáceo en su parte occidental fué y queda sin lugar a duda un factor de confusión.

b.- Metamorfismo herciniano o caledoniano?

El problema ahora se circunscribe en determinar si el metamorfismo de las rocas de bajo grado en la parte central se produjo durante el paleozóico tardío o durante el paleozóico temprano. En efecto la gran mayoría de los neises intrusivos han sido datados del Permotriásico y por lo tanto no permiten aclarar la edad precisa de las rocas metamórficas intruídas.

Varios autores se basan en la presencia, en el flanco oriental de la Cordillera, cerca a Rovira, de sedimentos datados paleontológicamente del Devónico (Forero, 1970) para atribuir una edad caledoniana al metamorfismo del núcleo central.

Basándose en este hecho y también en la presencia de metasedimentos con fósiles ordovicianos en La Cristalina, concluyen (por ejemplo Forero, 1970; Shagam, 1973) que el metamorfismo de La Cristalina y de las demás rocas del núcleo central se produjo durante el lapso Ordoviciano-Devónico que corresponde a una fase final de la tectogénesis caledoniana.

González (1977) apoya esta interpretación y asigna por lo tanto una edad paleozóica temprana a los metasedimentos del Grupo Ayurá Montebello en el cuadrángulo J 8.

Por su parte, Botero (1963) se inclinaba para la hipótesis de un metamorfismo caledoniano pero indicaba que lo único cierto es una edad pre-albiana.

El argumento presentado por Forero, Shagam y González no me parece convincente ya que no parece existir relación de campo entre los metasedimentos de la Cristalina, los sedimentos de Rovira y la secuencia metamórfica del núcleo de la Cordillera.

Las secuencias de la Cristalina y de Rovira están separadas por más de 250 Kms. y además grandes fa-

llas se localizan entre ellas. También las rocas de La Cristalina y las de Rovira por una parte y las del núcleo central por otra parte están separadas por grandes fallas de rumbo que pertenecen al sistema Palestina. La hipótesis según la cual la ausencia de metamorfismo en la región de Rovira durante el paleozóico tardío descartaría también un evento herciniano en el núcleo de la Cordillera Central no es por lo tanto aceptable. Un evento metamórfico aún importante no afecta todo el conjunto de una cadena limitándose generalmente a sus zonas internas o dicho de otro modo "eugeosinclinales". Las rocas de Rovira y en menor grado las de Cristalina podrían haber sido localizadas en una posición bastante externa o "miogeosinclinal" alejada por lo tanto de las regiones afectadas por un metamorfismo herciniano aún si éste ha sido fuerte.

Es también posible que la parte oriental de la Cordillera Central haya sufrido un metamorfismo caledoniano tal como fué el caso en la Cordillera Oriental y que su parte central y occidental haya además sufrido un metamorfismo herciniano.

En fin la argumentación en favor de un metamorfismo caledoniano para el conjunto de la Cordillera

basada en la presencia de sedimentos devónicos en Rovira no es convincente y se puede decir que el hecho de que las rocas ordovicianas de Cristalina estén metamorfoseadas sólo indica un evento metamórfico post-ordoviciano y nada más.

En consecuencia los elementos de juicio sobre la edad del metamorfismo se quedan reducidos a las dataciones radiométricas disponibles sobre los neises intrusivos, el posible paraneis, de Ituango y el metasedimento de Ancón, los cuales indican todas un evento paleozóico tardío.

Un argumento indirecto en favor de un metamorfismo paleozóico tardío para los esquistos de bajo grado consiste en la dificultad de interpretar su preservación de la erosión desde el final de la orogenia caledoniana hasta la transgresión marina cretácea. En efecto es de suponer que los esquistos de bajo grado se formaran relativamente cerca de la superficie. Si la cordillera ha sufrido fenómenos erosivos durante más de 250 millones de años no es fácil explicar que los esquistos no hayan sido erodados. Aunque no se arregla totalmente el problema, es más fácil explicar esta conservación suponiendo una orogenia tardiherciniana.

Así la hipótesis del metamorfismo paleozóico tardío

tiene varios argumentos en su favor y realmente ninguno en su contra. Para explicar las edades radiométricas permotriásicas obtenidas sobre los neises intrusivos y suponer una edad caledoniana el metamorfismo, Shagam (1973) considera que los datos radiométricos obtenidos reflejan edades intermedias entre el metamorfismo caledoniano y el evento térmico producido por la intrusión del Batolito Antioqueño durante el cretáceo. Faltan actualmente muchos resultados radiométricos para confirmar o infirmar la hipótesis de Shagam aunque el rango de edad Rb/Sr entre 220 y 290 m.a. para el neis de Ituango situado al NW de la cordillera y bastante alejado del Batolito Antioqueño no parece apoyarla. Por su parte, González (1977) admite una edad paleozóica temprana para el metamorfismo de las rocas de bajo grado y una edad paleozóica tardía para los neises intrusivos. Además, la edad K/Ar de los metasedimentos de Ancón no parece tampoco apoyar esta idea y el origen de los neises intrusivos en el marco de esta última hipótesis no quedaría de ser problemática.

- c.- Sobre la posibilidad de metamorfismos distintos para las migmatitas y las rocas de bajo grado.

Otro problema que se plantea es el de reconocer la

edad de algunos paraneises y migmatitas y de determinar sus relaciones con las rocas de bajo grado de metamorfismo. En efecto, como lo hemos indicado, varios autores consideran estas rocas como resultado de un grado metamorfismo más alto que el de los esquistos pero suponen un solo evento metamórfico para ambas series de rocas. Otros separan las dos series considerando dos eventos metamórficos distintos en el tiempo: Paleozóico y Mesozóico para Radelli (1968) y Estrada (1972); Precámbrico y Paleozóico temprano para González (1977); Precámbrico o Paleozóico temprano y Paleozóico tardío por ejemplo para Hall y otros (1972). La hipótesis de metamorfismos distintos para parte de los paraneises migmatíticos y para los esquistos se basa en diferencia bastante apreciable en el grado de metamorfismo de ambas "secuencias". Además, este cambio de alto grado a bajo grado se produce a veces sobre distancia corta. Por ejemplo es sorprendente, en el Grupo Ayurá Montebello, la proximidad de las migmatitas y de los esquistos cuarzo sericíticos lo que dá la impresión en el campo de dos metamorfismos bien diferentes. Sin embargo esta impresión no es muy argumentada ya que los contactos entre las dos unidades son complejos y que es muy factible que sean de tipo tectónico.

Por otra parte las similitudes composicionales que se presentan entre los neises micáceos de Puqui y la metatonalita de Puqui ha sido anotada por Hall y otros (1972). Esta similitud se entiende mejor si el origen de ambas unidades es el mismo. Los resultados radiométricos disponibles uno sobre el neis y cuatro sobre la metatonalita, indican todas edades permotriásicas. También Feininger y otros (1972) anotan que la composición de las migmatitas que predominan en los neises feldespáticos se asemejan bastante a la de los esquistos sericíticos lo que induce los autores a favorecer la hipótesis de un solo metamorfismo. La datación radiométrica por el método Rb/Sr del neis de Ituango considerada de origen para por Hall y otros (1972) indica una edad herciniana lo que parece confirmar así la hipótesis de estos autores.

Es necesario recalcar que el único argumento utilizado para apoyar la hipótesis de un metamorfismo antiguo por parte de los paraneises y migmatitas por una parte y de otro metamorfismo más reciente para el resto de la secuencia del núcleo de la cordillera por otra parte es basado en la diferencia de grado de metamorfismo. Este argumento no nos parece muy convincente ya que se puede explicar esta situación por la posición más profunda de los

paraneises migmatíticos durante el mismo evento metamórfico que habría generado también, pero más superficialmente a los esquistos.

De todo modo, si bien pocos elementos de juicio apoyan la hipótesis de dos eventos distintos, tampoco existen argumentos decisivos en su contra. El estudio de los contactos entre los neises migmatíticos y las demás unidades así como nuevos análisis petrográficos y geocronológicos se vuelven por lo tanto necesarios.

#### d.- Sobre las anfibolitas.

En cuanto a las anfibolitas se han documentado en la actualidad varias edades: algunas son precámbricas como las que se presentan al oriente de la falla del Bagre y como las de Caldas y posiblemente las de Sucre; otras parecen cretáceas como las de Arquía o paleozóicas como las que se presentan en diques en los mármoles del flanco oriental de la Cordillera. Uno de los problemas mayores está planteado por la importante faja que se presenta en el flanco occidental de la Cordillera, cerca a Medellín. Estas anfibolitas se presentan como basamento de los metasedimentos del Grupo Ayurá Montebello aunque también se intercalan con la base



de ellos. En particular en el túnel de la autopista Medellín-Bogotá se observa bastante bien que neises de este grupo suprayacen las anfibolitas. La edad del neis es supuestamente paleozóica aunque no hay certeza al respecto. Si se tiene en cuenta las dificultades presentadas para obtener una edad real de las anfibolitas por dataciones radiométricas, es necesario admitir que no se puede escoger entre una edad precámbrica o una edad paleozóica para éstas. Sin embargo se debe anotar que una edad precámbrica es sólomente aceptable si parte de los metasedimentos es también precámbrica. En vista de lo anteriormente discutido, el autor se inclina para una edad paleozóica tardía para el metamorfismo de las rocas de bajo grado, de algunos paraneises y de los neises intrusivos. Algunos paraneises migmatíticos y otros neises podrían ser precámbricos aunque no disponemos actualmente de ningún argumento fuerte que apoyaría esta hipótesis si se exceptúa el neis de Caldas casi seguramente precámbrico. Por lo tanto, el autor considera también como factible una edad paleozóica tardía para éstos en vista de las pocas dataciones radiométricas disponibles. En cuanto a algunas anfibolitas tales como las de Medellín una edad paleozóica tardía pero también una edad precámbrica son aceptables. Una edad

herciniana es compatible sólo si se considera los neises suprayacentes y parcialmente intercalados como formado durante este mismo evento herciniano.

Como se ve quedan muchos problemas para resolver ... aunque también muchos interrogantes que se presentaban hace algunos años han sido ya parcialmente solucionados.

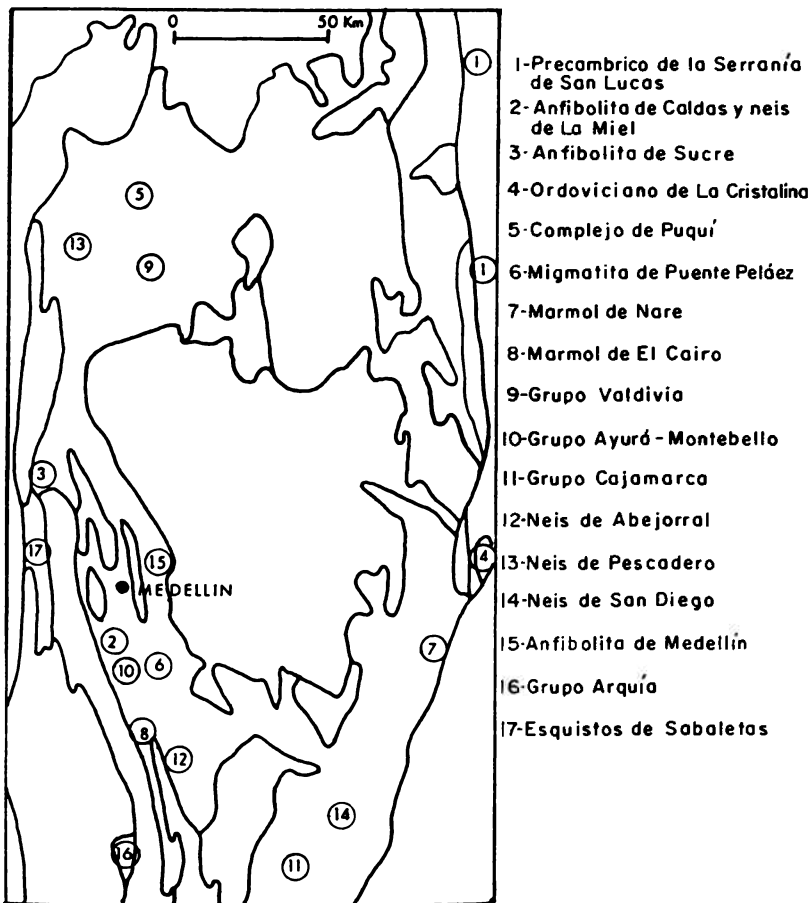


Fig. 2.-Localización de algunos afloramientos de rocas metamórficas.



# LOS SEDIMENTOS MESOZOICOS Y CENOZOICOS

## A.- Sedimentos Jurásicos en la Cordillera Central.

Entre los municipios de San Luis y de Pensilvania, al sur de Sonsón, se depositaron en discordancia sobre las cuarzitas paleozóicas (?) los sedimentos marinos de la formación Valle Alto (González, 1976). Esta formación está constiuída según Martínez (com. esc. a González) predominantemente de conglomerados oligomicticos cuarzosos, de areniscas subangulares y de lutitas. Su espesor sería aproximadamente de 860 metros. Varios niveles de lutitas contienen plantas, cycadophytes y helechos que se han datado del Jurásico tardío (González y Lemoigne, 1977). También se han encontrado bivalvos que según Botero (com. oral, 1978) indican el Batoniano-Oxfordiano.

La formación Valle Alto se debe considerar como depositada durante una invasión marina, aparentemente de poca magnitud, sobre el borde continental representado por la Cordillera Central. Las relaciones de estos sedimentos con el Batolito de Sonsón datado por González (1976) en 160 m.a. es decir de una edad similar a la de la depositación se debe aclarar ya que si los sedimentos de Valle Alto reposan so-

bre el Batolito queda muy factible que este último sea en realidad más antiguo que su edad K/Ar.

No se conocen otras unidades de sedimentos jurásicos en el occidente colombiano ya que el grupo Dagua en la Cordillera Occidental, al que la gran mayoría de los autores (por ejemplo: Nelson, 1957 e Irving, 1971) habían considerado como de edad jurásico es en realidad de edad cretácea tal como lo habían supuesto Restrepo y Toussaint (1973). En efecto Duque (com. oral. 1974) y Barrero (1977) basándose en la presencia de fósiles confirmaron esta última edad.

#### B.- Sedimentos cretáceos de la Cordillera Central.

En diversas localidades se han reconocido sedimentos de edad cretáceo en la parte norte de la Cordillera Central. La distribución de los principales afloramientos se indica en la figura No. 3.

Tal vez la secuencia la más conocida es la que constituye la Formación Abejorral definido por Burgl y Radelli (1962). Estos autores describieron una secuencia que consta de un conglomerado basal con guijarros de cuarzo y de rocas metamór-

ficas, seguido de una serie de areniscas y argilitas. Varios fósiles fueron identificados como del Albiano medio.

Jaramillo y Ramírez (1968) describieron la secuencia estratigráfica y presentaron una columna con un espesor total de 2000 metros. Tentativamente dividieron la formación en dos series separadas por una discordancia: la inferior aptiana y la superior albiana. La serie inferior consta de un conglomerado basal, lutitas y areniscas y la superior de una arenisca conglomerática basal, lutitas, lilitas y areniscas.

El conglomerado basal reposa en discordancia sobre rocas metamórficas de bajo grado del grupo Ayurá Montebello, considerado como de edad paleozóica.

Toussaint y Restrepo (1974) interpretan el ambiente de sedimentación de la Formación Abejorral indicando que ésta se depositó durante dos transgresiones que tuvieron lugar probablemente durante el Aptiano y el Albiano.

Ambas series presentan inicialmente ambientes litorales que se convierten luego en ambientes de plataforma. Estos últimos persistieron durante la

mayor parte de la sedimentación.

Localmente se produjo condiciones euxinicas tal vez debido a la presencia de relieves submarinas las cuales producirían cuencas cerradas sin circulación por debajo de una cierta profundidad de agua aunque superficialmente es probable que toda la plataforma estuviera comunicada.

La transgresión de edad cretácea temprana cubrió gran parte de la actual Cordillera Central en la zona de Antioquia y Caldas:

En Berlín, Burgl y Radelli (1962) indican rocas de tipo pizarras que contienen fósiles aptianos. Debido al estado de deformación de estas pizarras Radelli (1967) las reunió con la parte superior de la secuencia metamórfica de la Cordillera Central considerada así por el autor como mesozóica pre albiana (ver capítulo anterior).

En el flanco oriental de esta Cordillera Feininger y otros (1972) describen principalmente lutitas y conglomerados en las zonas de Segovia, Amalfi y de San Luis.

Las lutitas son generalmente ricas en materias orgánicas y se presentan a veces con intercalacio-



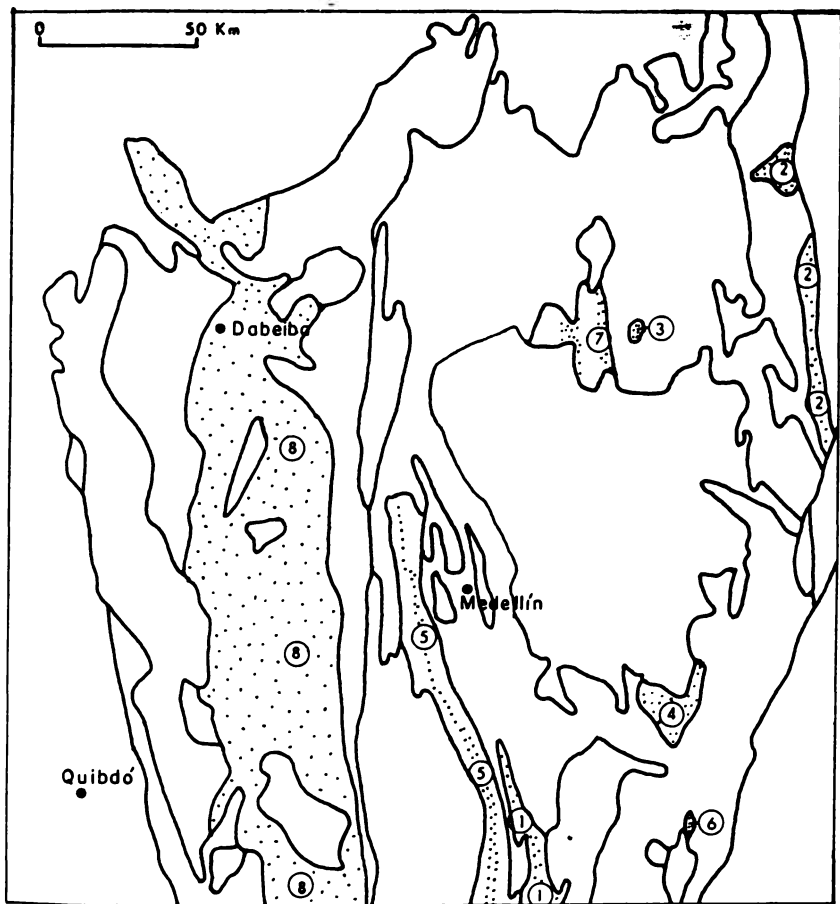


Fig. 3 - Localización de los principales afloramientos de sedimentos cretáceos

- |                          |   |
|--------------------------|---|
| ① Formación Abejorral    | ⑤ Formación Quebradagrande                    |
| ② Sedimentos de Segovia  | ⑥ Sedimentos de Bertín                        |
| ③ Sedimentos de Amalfi   | ⑦ Formación San Pablo y La Soledad            |
| ④ Sedimentos de San Luis | ⑧ Grupo Cañasgordas<br>(Formación Penderisco) |

(Ver fig. 1 para los demás unidades litológicas)

nes de liditas, areniscas y calizas. Los fósiles son principalmente restos de plantas, amonitas, pelecipodos y gastropodos que corresponden a una edad cretácea temprana.

Los autores anotan la presencia de rocas básicas intercaladas con las lutitas principalmente cerca a Segovia lo que asemeja el conjunto a la Formación Quebradagrande descrita por Botero (1963) cerca a Medellín.

En la región de Yarumal, Hall y otros (1972) dan el nombre de Formación La Soledad a una secuencia de areniscas, argilitas y lutitas con algunos bancos de conglomerados. Se encontró fósiles dados por Burgl del Albiano inferior. En la misma región describen la Formación San Pablo constituida en su base de areniscas cuarzosas y de conglomerados con cantos de cuarzitas, metagabros y rocas verdes y en su parte superior de areniscas, argilitas y filitas sedimentadas rítmicamente como un flysch. La presencia de filitas indica un metamorfismo incipiente.

No se conoce con precisión la edad de la Formación San Pablo y sólo se puede concluir que es anterior al Batolito Antioqueño el cual desarrolló

un claro metamorfismo de contacto con formación de cornubianas.

Hall y otros (1972) indican que la Formación San Pablo parece estar intercalada a su base con rocas volcánicas básicas. El espesor mayor de la Formación sería del orden de 1000 metros.

Es probable que los sedimentos de San Luis, Berlín y los de las Formaciones Abejorral y La Soledad se hayan depositado en una extensa plataforma continental durante la importante transgresión que se produjo al final del cretáceo inferior sobre la Cordillera Central.

Esta transgresión permitió el establecimiento de una corta comunicación entre los mares que recubrían las cordilleras oriental y occidental en ese momento. (Toussaint y Restrepo, 1974).

El problema es más complejo en lo que concierne los sedimentos de la Formación San Pablo. La posible relación que éstos tienen con rocas básicas que podrían pertenecer al Complejo Ofiolítico del Cauca, es bastante semejante a la de la Formación Quebradagrande. Su depositación pudo haber sido in situ y haberse

producido durante la actividad de un volcanismo básico que podría representar las primeras manifestaciones del magmatismo caracterizado por el batolito antioqueño durante el cretáceo tardío.

También se puede considerar que la Formación San Pablo y la Formación Quebradagrande, ambas relacionadas con rocas del Complejo Ofiolítico del Cauca, se habrían depositado más al occidente en un ambiente de mar más profundo para luego ser transportadas en su posición actual durante el cabalgamiento del Complejo Ofiolítico (Toussaint y Restrepo, 1974).

La escogencia entre una y otra hipótesis depende de la interpretación que se dá a las rocas volcánicas intercaladas: estas rocas podrían pertenecer a un arco in situ o a un complejo ofiolítico aloctono.

La presencia de rocas volcánicas intercaladas con los sedimentos de Segovia es difícilmente compatible con la segunda hipótesis debido a la posición bastante oriental de estas rocas. Al contrario la hipótesis de aloctonia parece aplicarse bien a las Formaciones Quebradagrande y San Pablo. Además los dos fenómenos pueden coexistir.

La terminación definitiva de la sedimentación marina sobre la Cordillera Central al final del Albiano está determinada con una importante fase tectónica que se describirá en la segunda parte de este trabajo.

C.- Sedimentos mesozóicos de la Cordillera Occidental.

Irving (1971) indica que Ingeominas dió el nombre de Grupo Cañasgordas a una secuencia de rocas volcánicas y sedimentarias que constituye la mayor parte de los afloramientos de la zona septentrional de la Cordillera Occidental. Según las indicaciones dadas, se tratan de rocas volcánicas submarinas con intercalaciones de arcillolitas, grauwacas y liditas que alcanzarían un espesor aproximativo de 9000 mts. y que se acumularon durante el Jurásico y el Cretáceo.

Olsson (1956) cita la presencia de fósiles de probable edad Turoniana entre Santa Fé de Antioquia y Dabeiba y Feininger y otros (1971) indican el descubrimiento de fósiles de edad barremiana a albiana en las cercanías de Buriticá, dentro de los cherts de la secuencia sedimentaria.

También Alvarez y Eckart (1971) anotan la ocurrencia

cia de microfósiles cerca a Santa Fé, los cuales fueron datados por Duque como pertenecientes al Turoniano-Coniaciano. Toussaint y Restrepo (1974) indican además el hallazgo de una amonita en lutita silícea que parece indicar una edad aptiana-albiano.

Estos autores proponen también restringir el nombre de Grupo Cañasgordas a la secuencia sedimentaria reuniendo las rocas básicas con el Complejo Ofiolítico del Cauca. En 1975, indican además que el Grupo Cañasgordas reposaría sobre un fondo oceánico de edad cretácea temprana.

Gaviria (1977) cerca a Carmen de Atrato y Hernández (1977) cerca a Betulia describen parte de los sedimentos: En Carmen de Atrato se encuentran principalmente rocas detríticas tales como areniscas, lutitas y conglomerados así como rocas bioquímicas, en particular cherts y calizas. Los fósiles encontrados en una caliza silícea indican una edad coniaciana (com. esc. de Duque). Por su parte Hernández describe principalmente areniscas, lutitas y conglomerados en Betulia.

Dos trabajos de Ingeominas, en curso de elaboración, precisan varios aspectos de la secuencia sedimentaria y presentan mapas de las zonas de Boli-

var y Urrao (Calle y González y otros). Estos autores definen dos miembros en los sedimentos del Grupo Cañasgordas: uno formado principalmente de lutitas y areniscas llamado miembro Urrao y otro predominantemente constituido de calizas y liditas llamado miembro Nutibara. Para ellos el miembro Nutibara estaría debajo del miembro Urrao.

De otra parte, Hoyos y Zuluaga (1978) y Zuluaga y otros (1978) observan que las calizas y liditas aparecen en varias posiciones estratigráficas. Para estos autores estas rocas representarían una secuencia "compresiva" sedimentada principalmente sobre un alto fondo oceánico. En el surco vecino se habría depositado principalmente la secuencia de lutitas, areniscas, grauwacas y conglomerados que corresponde a un flysch no típico aunque turbidítico. El espesor total de los sedimentos sería bastante menor de lo supuesto anteriormente, tal vez no superior a los 4 ó 5000 metros. La edad de varios cherts y calizas obtenidas a partir de microfauna varía del cretáceo tardío al paleoceno.

Basándose en los datos actualmente conocidos se puede considerar que la secuencia sedimentaria empezaría por un chert calcáreo negro de edad cretá-

ceo temprano recubierto de lutitas. Este chert se encuentra prácticamente siempre al contacto de las rocas volcánicas básicas. Durante el cretáceo tardío se depositaría en el surco, principalmente lutitas, areniscas y grauwacas y sobre el alto fondo cherts, lutitas y calizas. Las calizas silíceas paleocenas terminarían la secuencia sobre el alto fondo. Un esbozo paleogeográfico de la situación cuando se termina la sedimentación se presenta en la figura No. 9.

Es de anotar finalmente que las recientes investigaciones muestran claramente que la definición original del Grupo que postula una intercalación de los sedimentos con las rocas volcánicas básicas no es realista. En efecto las intercalaciones observadas son limitadas a la parte más basal de la secuencia sedimentaria y no se encuentran en el conjunto de la secuencia, exceptuando obviamente las intercalaciones de origen tectónico.

Además la edad de los sedimentos es ahora bastante bien documentada variando ésta desde la parte superior del Cretáceo temprano hasta el paleoceno y no parece incluir parte jurásica. En cuanto al espesor una estimación de 5000 mts. para la zona del surco es aceptable aunque puede todavía ser



sub estimada. Sobre el alto fondo se puede postular un espesor de varios centenares de metros siendo la evaluación muy difícil debido al intenso tectonismo que afecta esta zona.

#### D.- Rocas sedimentarias cenozoicas.

Las secuencias sedimentarias cenozoicas se localizan principalmente en la cuenca del Atrato, en la Serranía de San Jerónimo y en la depresión del río Cauca.

##### a.- Cuenca del Atrato - San Juan.

La presencia de sedimentos paleocenos en la región de los ríos Atrato y Truando fué supuesta por Bandy (1968) quien se basa en la presencia de globorotalias aparentemente de esta edad. Sin embargo, Duque (1971) considera que estos fósiles podrían también indicar una edad eocena correlacionándose así estos sedimentos fosilíferos con la parte basal de la facies carbonatos del ciclo de Carmen descrito por este autor en el Departamento de Bolívar.

Wokittel (1961) se refiere a dos secuencias de rocas sedimentarias en el valle del río Atrato:

- Una formada de conglomerados, areniscas, arcillas, margas y pequeños mantos de carbón, fué atribuido al terciario inferior (Eoceno-Oligoceno). Esta secuencia parece correlacionarse con el Grupo Pacífico definido por Van Der Hammen (1960) en la región del San Juan y datada paleontológicamente eoceno superior-oligoceno superior.
- La otra, en discordancia sobre la primera, está representada por un conglomerado basal sobre el cual reposa una alternación de areniscas, arcillas y cenizas volcánicas y considerada del Terciario superior (mioceno-plioceno). Esta secuencia se podría correlacionar con las formaciones Naya (mioceno) y Guapi (plioceno) de Van Der Hammen (1960) aunque este autor indica una discordancia angular de la formación Guapi sobre la formación Naya que no ha sido documentada por Wokittel en la cuenca del Atrato. En la región del río San Juan el terciario superior reposa directamente sobre el Grupo Dagua, de edad mesozóica.

Según el reciente mapa de Colombia (Ingeominas, 1976) los sedimentos de la cuenca del Atrato han sido representados por dos secuencias terciarias marinas: una paleo eocena en el borde oriental de la Serranía del Baudó y otra oligo-pliocena re-

cubiertas por depósitos cuaternarios en ambos márgenes del río Atrato.

Faltan muchos trabajos que hacer en esta zona y los datos indicados aquí son muy provisionales.

b.- Región septentrional relacionada con la cuenca costeña.

En discordancia angular sobre la secuencia de limolitas, cherts y turbiditas del ciclo de Cansona datado de edad cretácea, Duque (1971) describe un conjunto de 850 m. de espesor llamado Facies Carbonatos compuesto de carbonatos, lutitas, conglomerados y areniscas que contienen Globorotalias y Globigerinas de edad Eoceno medio a superior. Según este autor se trata de una sedimentación en ambiente de agua somera. Reposando normalmente sobre esta serie se encuentran, sobre 1500 m de espesor, arcillolitas con foraminíferas planctónicas datados del Oligoceno hasta el Mioceno medio (Facies Arcillolitas). Encima de las arcillolitas reposan normalmente una alternancia, sobre 1940 m. de espesor, de lutitas y areniscas sucias llamada facies de Turbiditas.

Este conjunto sedimentario, cuyo rango de edad

varfa del Eoceno hasta el comienzo del Mioceno medio ha recibido el nombre de Ciclo de Carmen.

Se presenta un hiato regional durante el Mioceno medio y finalmente desde el Mioceno superior hasta el pleistoceno se depositan más de 2000 m. principales de calizas y arenas calcáreas fosilíferas asociadas a lutitas, arenas y conglomerados.

c.- Depresión del río Cauca.

La sedimentación en el límite entre la Cordillera Central y Occidental empieza durante el Oligoceno superior por la depositación de la formación Antioquia (Radelli, 1968) también llamada Terciario Carbonífero por Grosse (1923). Desde el trabajo de este último autor se han subdividido la secuencia en tres pisos:

- El inferior de 200 metros de espesor aproximadamente, está formado de conglomerados con cantos de cherts, cuarzo, diabasas y rocas metamórficas y de una alternancia de areniscas y argilitas con un poco de carbón.
- El medio, de 200 a 250 metros de espesor, está constituido de areniscas finas y argilitas a side-

rita y presenta varios mantos de carbón de importancia económica.

- El superior de 1000 metros de espesor, está representado por una alternancia de areniscas finas y de argilitas.

Van Der Hammen dató por palinología esta formación del Oligoceno superior al Mioceno inferior.

González (1976) le da el nombre de Formación Amagá pero no parece justificarse un cambio de nombre a la Formación. Además Campuzano (1977) describió detalladamente parte de la secuencia entre Albania y Bolombolo, anotando el carácter fluvial de ésta. Según este autor, el piso medio con carbones se formó al nivel del mar, bajo clima cálido y húmedo, como consecuencia del desarrollo de una red fluvial de poca pendiente. La formación del piso inferior necesita probablemente pendiente más fuerte. La cuenca se habría formado como grábenes tensionales relacionados a la subducción terciaria (ver parte final del trabajo). En discordancia sobre la formación Antioquia se presenta la formación Combia constituida por alternancia de coladas de lavas de composición predominantemente andesíticas y basálticas toleíticas, de

capas de tobas, brechas y de sedimentos continentales tales como conglomerados, areniscas y lutitas. El espesor de esta formación es de aproximadamente 600 m (Grosse, 1926) y su edad obtenida por palinología es Miocena superior (Van Der Hammen, 1960). La formación Combia fué ligeramente precedida por un volcanismo basáltico (Basaltos intermedios de Radelli, 1968) y está intruída al sur de Titiribí por una serie de porfidos principalmente andesíticos.

# EL MAGMATISMO BASICO Y ULTRA BASICO durante EL MESOZOICO Y EL CENOZOICO

A.- Rocas básicas y ultrabásicas en la Cordillera Central y depresión del río Cauca.

En el flanco occidental de la Cordillera Central y en la depresión del río Cauca afloran fajas alargadas de rocas básicas y ultrabásicas.

Las rocas básicas son principalmente gabros, dioritas, diabasas, espilitas y tobas. Las tres últimas están, a veces, asociadas a sedimentos de tipos lutitas, liditas y en menor proporción a grauvacas y calizas.

Las rocas ultrabásicas son principalmente harzburgitas, dunitas y serpentinitas.

Las formaciones volcanosedimentarias han recibido diversos nombres: por ejemplo Formación Porfirítica, en la margen oriental del río Cauca en Antioquia (Grosse, 1926) y Formación Quebradagrande al occidente de Medellín (Botero, 1963). Varios autores, en particular Estrada (1967), han postulado un origen comagmático para las serpentinitas, ga-

bros y espilitas que formarían un conjunto ofiolítico. Este conjunto fué llamado Complejo Ofiolítico del Cauca por Restrepo y Toussaint (1973). Ya que afloran numerosas fajas de estas rocas al occidente de la Cordillera Central nos limitaremos a indicar algunas de las más características:

Grosse (1926) estudió una serie de cuerpos básicos y ultrabásicos en la margen oriental del río Cauca. Una faja importante que aflora sobre unos 50 Kms. en dirección norte-sur comprende harzburgitas, gabros y dioritas piroxénicas, los cuales fueron considerados como comagmáticos y de edad premesozóica. Estas rocas no habían sido relacionadas genéticamente con las rocas volcánicas básicas que constituyen la formación Porfirítica. Para Restrepo y Toussaint (1974) esta faja forma parte del Complejo Ofiolítico del Cauca al cual atribuyen una edad cretácea temprana. La edad radiométrica K/Ar obtenida sobre el gabro de Pueblito ( $131 \pm 9$  m.a.) indica el Neocomiano y otra edad K/Ar sobre una pegmatita diorítica localizada al oeste de Amagá indica el Jurásico ( $163 \pm 10$  m.a.).

En la región de Campamento, al este de Yarumal, Estrada (1967) describe un complejo ofiolítico que presenta la secuencia completa de serpentini-



tas, gabros y espilitas. Hall y otros (1972) anotan que la parte superior de los metabasaltos espilíticos se intercala con la base de los sedimentos de la Formación San Pablo supuestamente de edad cretácea aunque no hay ninguna certeza al respecto.

Tanto Estrada como Hall y otros se inclinan por un emplazamiento del Complejo Ofiolítico por intrusiones en las rocas metamórficas paleozóicas mientras que Restrepo y Toussaint (1973) consideran más bien un contacto tectónico entre las ofiolitas y las rocas paleozóicas. De todos modos el emplazamiento sería anterior a la intrusión del Batolito Antioqueño.

Al oriente de Medellín afloran una faja importante de serpentinitas las cuales habrían sido observadas por Ospina (1911) y descrita por Botero (1963). Este último definió la extensión de la faja y determinó que eran anteriores al Batolito Antioqueño. Las serpentinitas están en contactos con las anfibolitas y al oeste de Caldas con los metasedimentos del Grupo Ayurá Montebello. Jaramillo y otros (1971) estudian estas rocas y en particular un depósito de cromitas podiformes asociadas. Propusieron además, un origen comagmático para estas serpentinitas y un conjunto de ga-

bros, serpentinitas y rocas volcánicas básicas que se encuentran en la margen oeste del Valle del Río Medellín y datados por Botero (1965) del cretáceo sobre la base de fósiles encontrados en los sedimentos asociados a las rocas volcánicas cerca a Versalles. Tanto Botero (1963) como Jaramillo y otros (1971) consideran las serpentinitas intrusivas en las rocas paleozóicas mientras Restrepo y Toussaint (1973) describen un contacto tectónico subhorizontal entre ambas unidades.

Si bien es probable una edad cretácea para las serpentinitas, es necesario anotar que para llegar a esta hipótesis nos basamos solamente en el supuesto comagmatismo de las serpentinitas y de las rocas volcánicas básicas.

También se debe precisar que la edad de 100 m.a. obtenida sobre un esquisto actinolítico localizado al límite entre las anfibolitas y las serpentinitas solamente dataría el emplazamiento de las serpentinitas y no su formación (ver la parte tectónica del trabajo).

Al fin sólo se puede asegurar que las serpentinitas son anteriores a cúpulas del Batolito Antioqueño.

Una secuencia de sedimentos y rocas volcánicas básicas localizadas en la margen occidental del río Medellín fué llamada Formación Quebradagrande por Botero (1963). Las rocas básicas son principalmente espilitas, tobas y andesitas porfídicas llamadas comúnmente rocas verdes. Los sedimentos están representados por lutitas silíceas negras, filitas grafitosas, liditas y calizas negras; también se encuentran algunas grauwacas.

La edad de esta formación es incierta: Botero (1963) le asignó una edad cretácea tardía basándose en restos mal conservados de algas que encontró en calizas localizadas en la carretera Versailles-Montebello. Sin embargo, Radelli (1967) rechaza la edad cretácea tardía y se inclina para atribuir una edad cretácea temprana para las algas.

En la margen izquierda del Río Arma, entre las poblaciones de Arma y La Pintada, Botero y otros (1971 y 1974) describen arcillolitas calcáreas intercaladas con rocas volcánicas básicas que podrían pertenecer a la Formación Quebradagrande. Los fósiles encontrados principalmente gasterópodos y pelecípodos tienen un rango de edad que se extiende del Barremiano medio al Albiano inferior siendo probable una edad aptiana para las rocas.

Un nuevo yacimiento, cercano al anterior, en la Quebrada Campanas parece confirmar la edad aptiana de la fauna (Botero y González, com. oral).

Según González (1977) la Formación Quebradagrande se prolonga a lo largo del cuadrángulo J 8. Allí se encuentra espilitas, diabasas, piroclastos de composición toleíticas intercalados parcialmente con sedimentos clásticos. El autor anota que los cuerpos de gabros y de serpentinitas están asociadas a las rocas volcánicas en el Complejo Ofiolítico del Cauca.

En Loma Hermosa cerca a San Jerónimo, Scheibe (1919) habría encontrado fósiles en sedimentos, asignándoles una edad jurásica. En esta misma localidad, Grosse (1926) colectó también fósiles, los cuales fueron analizados por Steinman quien consideró que pertenecían al Barremiano y al Aptiano. Burgl (1961) extiende la edad de estos fósiles hasta el Albiano inferior.

Los sedimentos descritos por Grosse (1926) son pizarras margosas negras, calizas arenosas negras y areniscas calcáreas dolomíticas y han sido agrupados con una gruesa secuencia de rocas verdes en lo que denomina Formación Porfirítica.

Varios problemas se plantean sobre la secuencia de rocas básicas y ultrabásicas del flanco occidental de la Cordillera Central. Uno de estos problemas es el del comagmatismo de estas rocas tal como lo suponen varios autores que las agrupan en un Complejo Ofiolítico (por ej: Estrada, 1967; Restrepo y Toussaint, 1973). La asociación de estas rocas es en efecto características de estos complejos. Sin embargo en ninguna parte aflora la secuencia continua y completa siendo la asociación espacial más común la de las espilitas con los gabros. En otras partes se observa, también la relación serpentinitas - gabros - dioritas.

Las edades obtenidas en la actualidad tanto radiométricamente como paleontológicamente no están muy en favor de la contemporaneidad de formación de estas rocas. En efecto parece más bien que una serie de gabros, dioritas y peridotitas asociadas (?) tienen una edad jurásica a neocomiana (163 m.a. para una diorita y 131 m.a. para un gabro) y que una secuencia de rocas espiliticas asociadas a sedimentos fosilíferos tiene edad Aptiana-Albiana.

Para corroborar el comagmatismo de estas rocas se necesita más análisis químicos y radiométricos ya que no disponemos actualmente de edad absoluta so-

bre las rocas volcánicas básicas de esta región. También se debe anotar la posibilidad de la existencia de dos secuencias de gabros, unos relacionados con las serpentinitas y otros con las rocas verdes.

Otro problema importante concierne el modo de emplazamiento de estas rocas. En todos los trabajos anteriores a 1973, se han considerado un emplazamiento en situ de las diversas rocas ultrabásicas y para las rocas básicas. Para el conjunto de Campamento, Estrada (1967) y Hall y otros (1972) suponían la cristalización de un conjunto ofiolítico intruído como magma y luego derramado en una cuenca eugeosinclinal según el concepto divulgado principalmente por Aubouin. Hall y otros (1972) suponían también para algunos gabros y ultrabásicos una intrusión a lo largo de las fallas del sistema Romeral y Jaramillo y otros (1971) utilizaban una hipótesis similar para las serpentinitas de Medellín.

Restrepo y Toussaint (1973) consideran que las rocas ultrabásicas y básicas forman un complejo ofiolítico que representan la parte superior de una corteza de tipo oceánico generada en un Rift. El emplazamiento de esta corteza oceánica sobre

el continente habría sido de tipo tectónico con cabalgamiento de las ofiolitas sobre la Cordillera Central (ver parte tectónica).

González (1976) considera que las espilitas, gabros y algunas peridotitas podrían ser comagmáticas y formadas en un Rift oceánico. Parte de las rocas ultrabásicas serían aloctonas y otras emplazadas a lo largo del sistema de Falla de Romeral. El autor no aclara si considera las rocas volcánicas aloctonas o si el Rift que habría permitido su generación estaba en situ.

Una nueva hipótesis, que no ha sido considerada hasta la fecha, podría suponer la existencia de dos conjuntos de rocas: uno que correspondería a una corteza oceánica generada en un Rift durante el Jurásico y el Cretáceo temprano y emplazada tectónicamente durante el Cretáceo y otro que representaría un arco desarrollado encima de la corteza durante el cretáceo inferior, entre el Barremiano y el Albiano y al cual pertenecería las rocas volcánicas por ejemplo las de la Formación Quebradagrande y las de Arma.

Este supuesto arco podría extenderse al oriente de la Cordillera Occidental a donde se observa también una secuencia de rocas básicas.

Algunos aspectos del problema del origen y emplazamiento de estas rocas se detallará en la segunda parte del trabajo.

De todo modo quedan varias hipótesis posibles para explicar la generación y emplazamiento de estas rocas básicas y ultrabásicas siendo puesta en duda tanto el comagmatismo como el modo de emplazamiento de ellas.

#### B.- Rocas básicas principalmente al oriente de la Cordillera Occidental.

En el flanco oriental de la Cordillera Occidental aflora una secuencia de rocas volcánicas básicas constituidas principalmente por diabasas, basalto a veces con estructuras de pillow lavas, y tobas finas. Algunos stocks gabróticos intruyen las rocas volcánicas.

Ingeominas (en Irving, 1971) reunió estas rocas con los sedimentos marinos cretáceos de tipo flysch y nombró este conjunto Grupo Cañasgordas. Las rocas sedimentarias estarían, según Irving, intercaladas con las rocas básicas.

Restrepo y Toussaint (1973) habían considerado que las rocas básicas hacían parte del Complejo



Ofiolítico del Cauca y luego (1975) las separan de éste basándose principalmente en la edad cretácea tardía (92 m.a.) obtenida sobre un gabro localizado cerca a Altamira. A la secuencia de rocas básicas proponen dar el nombre de Arco de Altamira. Hoy en día, es necesario aclarar que este nombre se dió considerando que estas rocas se habían formado en un ambiente de arco incipiente suprasimico: por lo tanto el nombre dado implicaba una hipótesis genética. Si bien este nombre se puede utilizar en un modelo hipotético sobre la evolución de la zona en función de la tectónica de placas, no se debe emplear como nombre de Formación como lo han hecho otros autores.

Cerca a la localidad de Altamira, Ramírez (1976) estudió la petrografía de parte de las rocas básicas considerando además que esta secuencia reposa sobre los sedimentos del Grupo Cañasgordas. Este autor admite el comagmatismo de los gabros con las rocas volcánicas y reconoce que los piroclastos suprayacen los basaltos.

En la carretera Santa Fé - Cañasgordas, aflora una secuencia similar aunque más compleja que la de Altamira (Parra, 1977). Allí este autor supone que hay basaltos anteriores a los sedimentos del

autores recientes admiten todos una edad cretácea para este magmatismo.

Calle (com. oral, 1977) estudió la secuencia de rocas volcánicas dándole el nombre de Formación Barroso. Es de anotar que este autor separa así los gabros de las rocas volcánicas.

Personalmente creo que se debe guardar el nombre de Formación Barroso dado que como lo vimos antes el término "Arco de Altamira" es demasiado genético y presta así a confusión. En cuanto a la no inclusión de los gabros en esta formación también me parece correcta ya que realmente el comagmatismo de estas rocas no ha sido demostrado hasta la fecha.

Recientemente Toussaint y Restrepo (1978) dataron radiométricamente un basalto que parece pertenecer a la formación Barroso y está localizado entre Albania y Bolombolo en la margen oriental del Río Cauca. La edad obtenida es de  $105 \pm 10$  m.a. o sea Albiana.

Por otra parte la intrusión del Batolito de Sabanalarga en las rocas volcánicas básicas está en acuerdo con una edad cretácea temprana de éstas.

Grupo Cañasgordas y otros, la mayoría, posteriores o contemporáneos.

Las rocas volcánicas han sufrido un metamorfismo de muy bajo grado, con formación de laumontita, pumpellyta y prehnita (Restrepo y Toussaint, 1976). La edad del metamorfismo no se conoce en la actualidad pudiendo haber ocurrido poco después de la intrusión de los gabros o durante la fase tectónica eoterciaria.

Al occidente de Ituango, en la parte norte de la Cordillera Occidental, Hall y otros (1972) describen rocas semejantes y por correlación con algunos cherts fosilíferos asociados a rocas básicas de la parte central de la Cordillera Central les asignan una edad cretácea tardía.

Por otra parte, entre Bolívar y Carmen de Atrato, afloran a la base de los sedimentos del Grupo Cañasgordas, rocas volcánicas básicas parecidas a las de Bolombolo y me parece factible considerar que se trata de la misma secuencia.

En cuanto a la edad de este magmatismo, Grosse\* (1926) había supuesto una edad eoterciaria para un gabro que aflora en la margen derecha del Río Cauca a la altura de Altamira; sin embargo, los

El problema principal que se presenta en lo que concierne estas rocas básicas es el del origen del magmatismo y de su relación con los sedimentos del Grupo Cañasgordas.

La secuencia básica podría en efecto representar una corteza oceánica o un arco incipiente de edad cretáceo temprano. Sólomente un estudio profundizado de la geoquímica de estas rocas podría aclarar este problema. De todos modos, si bien es cierto que algunas de las rocas básicas parecen intrusivas en sedimentos del Grupo Cañasgordas, este fenómeno se observa sólomente en la parte basal de éstos y de ningún modo en el conjunto principal. El autor considera que las intercalaciones se produjeron sólomente durante la sedimentación de las capas más antiguas o sea principalmente de los cherts y lutitas barremianas a albianas y que prácticamente no hubo actividad magmática simultánea con la depositación durante el Cretáceo tardío. Esta consideración está apoyada con las observaciones de Zuluaga y otros (1978) y se opone a las hipótesis emitidas anteriormente en particular por Irving (1971).

La secuencia básica constituiría así una parte del basamento de la Cordillera Occidental, pudien-

do representar la corteza oceánica más antigua o un volcanismo desarrollado encima de esta corteza. Pues bien, en este caso los sedimentos del Grupo Cañasgordas reposarían sobre ella. El levantamiento de este basamento, cualquier sea el origen de éste, habría permitido localmente poner el afloramiento las rocas básicas tanto en las zonas oriental, central u occidental de la Cordillera.

#### C.- Rocas volcánicas del flanco occidental de la Cordillera Occidental.

A lo largo del flanco oeste de la Cordillera Occidental aflora una faja de rocas volcánicas predominantemente básicas que influyen basaltos, diabasas, latitas, brechas, aglomerados asociados localmente a gabros.

Al occidente de Dabeiba esta secuencia está relacionada con lutitas y margas según Estrada (1972). Este autor indica que algunas algas contenidas en un fragmento de caliza de un aglomerado indican una edad eocena según Van der Hammen. Este conjunto de rocas es considerado como bastante característico de un arco volcánico que estaría concertado con el sistema panameño al norte y la parte occidental de los Andes ecuatorianos al sur.

Se debe anotar sin embargo que algunas diabasas son muy similares a las que afloran en el borde oriental de la Cordillera Occidental y datadas del Cretáceo.

Ingeominas (1976) indica en el mapa geológico de Colombia una edad cretácea tardía para esta secuencia que no se diferencia de las rocas básicas del flanco oriental de la Cordillera Occidental.

Recientemente Hoyos y Zuluaga (1978) describieron entre Uramita y Dabeiba un cuerpo de basalto, llamado basalto de El Botón, que parece reposar e intruir los sedimentos del Grupo Cañasgordas. Estos autores postulan una edad cenozoica para este cuerpo.

Sobre la carretera que une Quibdó a Bolombolo afloran de ambos lados del Batolito de Mandé, basalto atribuido al Terciario (Ingeominas, en Botero, (1975)). En la misma zona pude en compañía del Profesor Restrepo observar una secuencia de rocas básicas y en particular basaltos muy similares a los de Dabeiba aunque también había diabasas similares a las de Bolombolo. Parece que parte de las rocas básicas son posteriores a los sedimentos del Grupo Cañasgordas y que el Batolito de Mandé datado en 34 m.a. por Botero (1975)

subyace algunos basaltos (Alvarez y González, en prep.).

Una latita localizada al NE de Dabeiba ha sido datada en 97 m.a. por Restrepo y Toussaint (en preparación). Esta datación parece confirmar la idea según la cual habría por lo menos dos secuencias magmáticas distintas: una similar a la secuencia localizada al este de la Cordillera y de edad cretácea y otra probablemente cenozoica. Esta última podría ser representativa de la iniciación del desarrollo de un arco volcánico cenozoico que evolucionaría dando lugar al magmatismo tonalítico del Batolito de Mandé.

Anotamos finalmente que la faja de rocas básicas es bastante externa y que su estudio se debe desarrollar ya que hoy en día es muy poco lo que se sabe de ella.

D.- Rocas básicas de la Serranía de Baudó.

Muy pocos estudios se han realizado sobre esta Serranía y los datos geológicos actualmente conocidos son muy reducidos.

En la Serranía de Baudó y en la Isla de Gorgona, Gansser (1950) describe gabros, basaltos, tobas

básicas que contienen Inoceramus y algunas peridotitas. El autor supone una edad cretácea tardía para todo este conjunto. También indica que el volcanismo siguió durante el cenozoico temprano ya que algunos basaltos cortan calizas arrecifales, lutitas y radiolaritas de edad eocena media.

Recientemente Goossens y otros (1977) señalan que los análisis químicos de algunas rocas básicas de la Serranía de Baudó indican tholeitas de tipo "ridge" oceánico aunque ligeramente "alteradas" por un arco volcánico incipiente ya que los porcentajes de  $K_2O$  y de Estroncio son bastante altos.



# EL MAGMATISMO INTERMEDIO A ACIDOS durante EL MESOZOICO Y EL CENOZOICO

A.- El cinturón triásico-jurásico en la Cordillera Central.

a.- Borde oriental de la Cordillera Central.

Feininger y otros (1972) describe, principalmente al oriente de la Falla de Otú, varios cuerpos de dioritas y cuarzo-dioritas, algunos de tamaño batolítico, los cuales según Kassem y Arango (1977), se prolongan al norte en la Serranía de San Lucas. Estos cuerpos son intrusivos en las rocas metamórficas precámbricas y paleozóicas y están recubiertas en parte por sedimentos cretáceos.

Feininger y otros (1972) dataron en  $160 \pm 7$  m.a. la diorita de Cabañas, llamada también diorita de Montecristo, localizada entre Puerto Nare y Caracolí. (Ver fig.4).

También sobre el flanco oriental de la Cordillera Central aflora al sur de Armero el Batolito de Ibagué de composición principalmente cuarzo-diorítica y datado en  $143 \pm 5$  m.a. (Barrero y Vesga,

1976).

Varios stocks de adamelitas tales como los de Amalfi, Hacienda Marta Habana, Santa Isabel, Yalí y Caracolí, afloran en la región nororiental. Según Feininger y otros (1972) quienes describen la petrografía de cada cuerpo, éstos intruyen las rocas metamórficas paleozoicas y las dioritas jurásicas pero son más antiguos que el Batolito Antioqueño de edad cretáceo superior.

#### b.- Zona Central.

En la Cordillera Central, a la altura de la población de Sonsón, aflora el Batolito de Sonsón que cubre un área de casi 1000 Km.<sup>2</sup>. Su composición es principalmente cuarzodiorita a tonalítica formada de cuarzo, plagioclasa, biotita y hornblenda aunque existe varias facies de bordes tales como gabros, dioritas, aplitas y cuarzo dioritasfélsicas (González, 1976). El batolito de Sonsón es claramente intrusivo en las rocas metamórficas con desarrollo de una aureola de contacto.

Perez obtuvo una edad de 69 m.a. sobre una muestra de la parte noroccidental del cuerpo y Feininger y otros (1972), en la parte oriental del cuerpo anotan la similitud que se presenta entre este

y el Batolito Antioqueño lo que les induce a asignarle también una edad cretácea.

González (1976), en la parte occidental nota la ausencia de metamorfismo de contacto sobre los sedimentos de la formación Abejorral que contiene fósiles del Albiano-Aptiano; además obtiene una edad radiométrica de  $160 \pm 4$  m.a. o sea jurásico medio (Oxfordiano) sobre una muestra situada cerca a la datada por Pérez.

Esta última datación permite considerar que por lo menos una parte del Batolito de Sonsón es jurásica aunque no se puede descartar la posibilidad de intrusiones múltiples en épocas distintas.

Estos datos nos obligan a plantear el problema de las relaciones entre este Batolito y la formación Valle Alto (ver supra). En efecto, las dos unidades son aparentemente contemporáneas y no se conoce con precisión el tipo de contacto entre ambas. Si el contacto es fallado no se podrá resolver la situación pero si no es del caso sería muy importante determinar si el Batolito de Sonsón intruye o no la Formación Valle Alto.

La primera hipótesis indicaría una edad un poco más joven de 160 m.a. para el batolito y la se-

gunda significaría que los sedimentos fosilíferos reposan encima del batolito y que éste tendría entonces una edad más antigua si se considera necesaria una erosión de un mínimo de 2 Kms. entre el momento de la intrusión y el de la depositación. González (com. oral) considera por su parte que los sedimentos reposan sobre el Batolito de Sonsón. Si se comprueba esta relación el batolito sería más antigua que la edad radiométrica obtenida, aproximándose en edad a los plutones triásicos que estudiamos a continuación.

c.- Borde occidental de la Cordillera Central.

Una serie de plutones de composición granodiorítica a cuarzomonzonítica aflora en la margen oriental del Río Cauca.

El plutón de Amagá, el más occidental, fué descrito por Grosse (1926) quien le asigna una edad terciaria. Según este autor, el plutón es intrusivo en rocas metamórficas de bajo grado. Esta afirmación de Grosse ha sido discutida por varios autores principalmente después de conocer su datación radiométrica en  $215 \pm 7$  m.a.obtenida por Pérez (1967). La dificultad de observación se debe principalmente al hecho de que los contactos son fallados sobre los flancos oriental y occidental del plutón

y que las extremidades norte y sur son bastante meteorizadas.

En efecto la verificación de la presencia o ausencia de metamorfismo de contacto en las rocas metamórficas de bajo grado que pertenecerían al Grupo Ayurá Montebello podría permitir sacar conclusiones importantes sobre la edad del metamorfismo de este Grupo y también sobre la edad de todo el núcleo metamórfico de la Cordillera Central. En la actualidad no se puede considerar el problema arreglado aunque la mayoría de los autores se inclinan en favor de la hipótesis de una intrusión del plutón de Amagá en los metasedimentos.

De todos modos esta verificación perdió de su importancia ya que se pudo demostrar, en otras zonas, que el metamorfismo es en parte paleozóico.

Cerca a la población de Montebello afloran los plutones granodioríticos de Montebello y del Buey. Estos son claramente intrusivos en las rocas metamórficas del Grupo Ayurá Montebello y el del Buey está recubierto por los sedimentos de la formación Abejorral datada del Cretáceo.

Botero (1963) habían considerado estos plutones como apófisis del Batolito Antioqueño de edad cre-

tácea pero según Ramírez y Jaramillo (1968) éstos tienen una composición similar al del plutón de Amagá por lo cual estos autores les atribuyen una edad triásica.

Martínez y Vélez (1973) estudiaron las pegmatitas asociadas a estos cuerpos y Toussaint y Restrepo (1974) basándose en la presencia, dentro de sedimentos cretáceos de la Formación Abejorral, de turmalinas semejantes a las de los pegmatitas suponen una edad prealbiana para los plutones. En el mapa geológico de Colombia (Ingeominas, 1976) se le asigna una edad terciaria y González (1976), quien cambia el nombre de plutón de Montebello por el de stock de La Honda, acoge la hipótesis de Ramírez y Jaramillo, (1968).

Recientemente se han datado radiométricamente las pegmatitas de la zona de Montebello en  $180 \pm 10$  m.a. (Martínez y otros, 1978) y el stock del Buey en 227 m.a. (González y otros en preparación) confirmando así la hipótesis de Ramírez y Jaramillo y, más que todo, una edad paleozóica para parte del metamorfismo de la Cordillera Central.

Según González (1976), el stock de la Quebrada Liborina y el de la Quebrada Pácora, algunos kilómetros al sureste de La Pintada, serían correlacio-

nables con los plutones antes citados. El stock de la Quebrada Liborina sería anterior a las diabasas cretáceas pero el autor no indica la naturaleza del contacto entre ambas unidades. El stock de la Quebrada Pácora es posterior a las rocas metamórficas y anterior a las intrusiones de los pórfidos andesíticos del Terciario Tardío.

Varios autores han considerado estos plutones como intrusivos postectónicos en relación a los movimientos tardihercinianos. El problema de la continuidad en el tiempo del plutonismo triásico y del Jurásico no es sin embargo fácil de resolver ya que podrían representar un solo conjunto continuo, o dos cinturones distintos.

En la primera hipótesis, se observaría una migración hacia el oriente y tal vez se podría relacionar el magmatismo con una zona de subducción occidental que habría empezado desde el triásico y que terminó a principio del cretáceo.

En la segunda hipótesis, los plutones de Amagá, Montebello, Buey y cuerpos correlacionables representarían un magmatismo postectónico, tardiherciniano, tal vez de origen anatéctico y los demás más orientales serían relacionados con una subduc-

ción jurásica (ver la última parte del trabajo).

## B.- El cinturón cretáceo.

Durante el Cretáceo se generan plutones y batolitos de composición predominantemente tonalítico en la Cordillera Central y algunos stocks gabróicas en el flanco oriental de la Cordillera Occidental.

### a.- Gabros del oriente de la Cordillera Occidental.

En la región de Altamira y en la del Boquerón de Toyo, pequeños stocks de composición gabróica intruyen una secuencia de rocas volcánicas básicas. Un gabro formado de augita y bitownita, localizado entre Altamira y Cangrejo, fué datado en 92 m.a. por Toussaint y Restrepo (1976).

Estos autores (1973 y 1974) habían agrupado los gabros, las rocas volcánicas básicas y las rocas ultrabásicas de todo el Occidente Colombiano en el Complejo Ofiolítico del Cauca.

Ramírez (1976) estudió la petrología de la secuencia de Altamira y consideró como comagmáticos los gabros con las demás rocas volcánicas. En el Boquerón de Toyo, Parra (1977) describió una secuen-



cia similar a la de Altamira aunque allí las variedades petrológicas son más diversificadas. Restrepo y Toussaint (1975) separan la secuencia básica del flanco oriental de la Cordillera Occidental del Complejo Ofiolítico del Cauca y la llaman Arco de Altamira, considerando que esta secuencia es bastante similar a la de un arco volcánico incipiente.

Ingeominas (1971, en Irving) había agrupado los gabros con las rocas volcánicas básicas y los sedimentos cretáceos en el Grupo Cañasgordas. Luego Calle (com. oral, 1977) separa los gabros de las rocas volcánicas básicas agrupadas en la Formación Barroso.

En la actualidad no hay muchos argumentos en favor del comagmatismo de los gabros con las demás rocas volcánicas ni tampoco sobre su interpretación como arco volcánico incipiente (ver última parte del trabajo).

En efecto no se puede descartar la posibilidad de que gran parte de las rocas volcánicas básicas sean representativas de una secuencia más antigua (corteza oceánica o arco de edad cretácea inferior!) y que los Gabros sean representativos de

la iniciación del magmatismo de edad cretácea superior.

La diferencia de composición, gabróica en la Cordillera Occidental, diorítica entre las dos cordilleras y tonalítica en la Cordillera Central podría ser debido a la contaminación de la corteza de tipo oceánico al oeste y continental al este.

Estudios geoquímicos y geochronológicos en curso (Delaloye, Restrepo y Toussaint) permitirán posiblemente aclarar si realmente hay comagmatismo de los gabros y de las rocas volcánicas básicas.

b.- El batolito de Sabanalarga.

Este cuerpo que aflora en un área de unos 400 Km<sup>2</sup> en la parte septentrional de la depresión del Cauca, entre las Cordilleras Central y Occidental está constituido principalmente por dioritas y dioritas cuarzosas aunque se presenta también transiciones a tonalitas y gabros (González y otros, 1978). Este cuerpo intruye al este las rocas metamórficas del Grupo Valdivia y al oeste las rocas volcánicas de la secuencia de Altamira en la Cordillera Occidental.

Hall y otros (1972) asignan al batolito una edad terciaria temprana aunque indican que podría también ser de edad cretácea tardía. En el reciente mapa geológico de Colombia (1976) se postula una edad terciaria.

González y otros (1978) dataron radiométricamente este batolito en  $97 \pm 10$  m.a. o sea en el intervalo Albiano-Cenomaniano. Esta edad indica la contemporaneidad de este cuerpo con los stocks gabbroicos de Altamira y posiblemente con los de Toyo. También se debe anotar que el plutón de Buri-ticá considerado por Ingeominas (1976) como Eoterciario podría también ser contemporáneo en el Batolito de Sabanalarga.

c.- Plutón del Pescado.

El stock de El Pescado de composición tonalítica a cuarzdiorítica está situado a 40 Km. al noreste del Batolito de Sabanalarga. Según Hall y otros (1972) este stock intruye la metatonalita de Puqui de edad paleozóica y Marvin (com.esc. a Hall y otros, 1968) obtuvo una edad K/Ar de  $95.6 \pm 3.3$  m.a. sobre una concentración de biotita.

d.- Batolito Antioqueño y satélites.

El magmatismo tonalítico de la Cordillera Central es caracterizado por la masa considerable del Batolito Antioqueño que aflora sobre un área de más de 7000 Km<sup>2</sup>.

Ospina (1911) había indicado la presencia de rocas dioríticas y graníticas en esta región, y Botero (1941 y 1963) estudió detalladamente este cuerpo determinando su composición predominantemente formada de cuarzo, plagioclasa, biotita y hornblenda que indica variaciones entre tonalita y diorita. También este autor anota que es intrusivo en las rocas metamórficas del Grupo Ayurá Montebello y en las serpentinitas de las cercanías de Medellín. Botero data radiométricamente una muestra del batolito obteniendo una edad de  $79 \pm 3$  m.a. o sea Santoniana.

Por su parte Pérez (1967) obtiene varias edades radiométricas en un rango de 80 m.a. a 68 m.a..

Feininger y otros (1972) proponen una estructura en forma de hoja subhorizontal para la intrusión de parte del batolito. Además describen la petrografía de las varias facies laterales de la parte oriental en particular de gabros y cuarzo-dioritas félsicas.

El Batolito Antioqueño es claramente intrusivo en los sedimentos de la Formación San Pablo supuestamente de edad cretácea temprana (Hall y otros, 1972) y en los sedimentos de San Luis datado del Aptiano (Feininger y otros, 1972). Esta última relación fué confirmada recientemente a fin de comprobar la edad cretácea del Batolito Antioqueño ya que la compañía de "Minaton" había anunciado la obtención de una edad Rb/Sr paleozóica.

Botero (1963) correlaciona los cuerpos de granodioritas de Ovejas, del Retiro y de La Unión con el Batolito Antioqueño.

González (1976) considera el stock de La Ursula de composición granodiorítica a cuarzo diorítica e intrusivo en los gabros cretáceos como correlacionable con el Batolito Antioqueño. Sin embargo, Restrepo y Toussaint (en preparación) no pudieron confirmar esta hipótesis obteniendo una edad provisional de 36 m.a. para una muestra de este stock.

Feininger y otros (1972) en el flanco oriental anota la similitud entre la granodiorita de los Tres Mundos y la cuarzo monzonita de Aquitania la cual intruye sedimentos cretáceos. Estos dos cuerpos podrían ser contemporáneos con el Batolito Antio-

queño o ligeramente más reciente tal como el plutón del Bosque datado en 49 m.a. por Barrero y Vesga (1976).

Al norte del Batolito, Hall y otros (1972) indican la presencia de un granito cataláctico que aflora en una faja muy estrecha de 18 Km. de largo y que fué posiblemente intruído a través de una falla, después del emplazamiento de rocas volcánicas cretáceas y posiblemente antes del emplazamiento de la masa principal del batolito. También indican un cuerpo de Tonalita félsica que intruye los sedimentos cretáceos de la formación La Soledad y sería, por correlación con rocas similares situadas al oriente, anterior al Batolito Antioqueño.

Recientemente la Compañía Minatom (com. oral, 1978) obtuvo por el método Rb/Sr edades que varían entre 320 y 420 m.a. No se conoce en la actualidad la localización precisa de las muestras ni el tipo de muestra analizada lo que hace dudar de la validez de este dato. En efecto, varios argumentos, algunos definitivos, apoyan una edad cretácea. Hall y otros (1972) describen una aureola de contacto bien marcada producida por la intrusión del Batolito en los sedimentos de la

Formación San Pablo considerado cretáceo inferior; Feininger y otros (1972) indican también un metamorfismo de contacto sobre los sedimentos de San Luis datado por fósiles del Aptiano-Albiano; Botero observa la intrusión de diques del Batolito en las serpentinitas supuestamente de edad cretácea por todos los autores modernos. Además se dispone de más de 10 dataciones K/Ar las cuales serían difícil de explicar si el Batolito no fuera de edad cretácea.

Recientemente un grupo de profesores de la Universidad Nacional de Medellín confirmó sin lugar a duda el metamorfismo de contacto del Batolito Antioqueño sobre los sedimentos de San Luis datados del cretáceo. Allí se observó claras cornubianas a andalusitas y se recolectó amonitas en los sedimentos.

e.- Batolito de Altavista.

Al occidente del Valle de Medellín se localiza el Batolito de Altavista que tiene una composición bastante variable que va desde cuarzo diorita hasta granito con facies laterales de porfidos andesíticos y dacíticos (Botero, 1963). Este cuerpo corta claramente las rocas metamórficas de bajo grado del Grupo Ayurá Montebello. Botero consi-

dera que su composición más sódica indica una intrusión ligeramente posterior al Batolito Antioqueño y propone una edad Eoterciaria.

Sin embargo recientemente se obtuvo una edad Rb/Sr de 104 m.a. o sea Albiana (Botero y otros, en preparación). Esta edad permite proponer una correlación entre los batolitos de Sabanalarga, de Altavista y de Buga localizados ambos en la zona del Valle del Río Cauca.

En el flanco oriental Barrero y Vesga (1976) dataron en  $119 \pm 10$  m.a. el Complejo Igneo de Samaná que según Radelli (1968) intruye los sedimentos aptianos de Berlín. También datan en  $113 \pm 4$  m.a. el stock granodiorítico de Mariquita. La edad obtenida sobre el primer cuerpo plantea una serie de problemas en los que concierne su relación con los sedimentos fosilíferos de Berlín. En efecto Burgl y Radelli (1962) dataron los sedimentos de Berlín del Aptiano y anotan que el Macizo de Samaná es intrusivo en los sedimentos. Sin embargo la edad radiométrica obtenida indica también el Aptiano lo que induce a considerar dos posibilidades: la primera supone que el Complejo de Samaná se emplazó antes del Aptiano y antes de una fase de erosión seguida por la depositación de los se-



dimentos: en este caso no habría metamorfismo de contacto; la segunda posibilidad considera que el Complejo es más joven que la secuencia sedimentaria cuya base estaría situada al momento de la intrusión a una profundidad del orden de 2 Km. mínimo, profundidad mínima supuesta como nivel de emplazamiento. También se puede considerar que la intrusión indicada por Radelli (1968) no es el resultado del emplazamiento del Complejo de Samaná sino de otra unidad más joven. De todas maneras sería importante resolver en prioridad este punto.

### C. El cinturón cenozoico.

Durante el cenozoico el cinturón magmático de composición intermedia a ácida se localiza en la Cordillera Occidental y en la Cordillera Central.

En la Cordillera Occidental se encuentran, principalmente los batolitos de Mandé y de Bolívar y el plutón de Urrao.

El Batolito de Mandé localizado en la margen occidental de la Cordillera es un inmenso cuerpo alargado NS sobre unos 300 kilómetros. Su composición es principalmente tonalítica a monzonítica. Las relaciones con las rocas encajantes no se conocen

con precisión aunque localmente parece intruir una secuencia de rocas básicas terciarias y/o cretáceas.

Botero (1975) obtuvo una edad radiométrica K/Ar de 34 m.a. o sea oligoceno medio sobre biotita. Al sur del Batolito de Mandé, el cuerpo de grano diorita de Arrastradero ha sido datado en  $45 \pm 5$  m.a. (Texaco, com.esc., 1967).

En el eje de la Cordillera Occidental afloran el Batolito de Bolivar recientemente datado en 11 m.a. por Calle y otros (en preparación), y el plutón de Urrao, de composición granodiorítico datado en 11 m.a. y 12 m.a. por Botero (1975). Este último cuerpo presentan numerosas facies subvolcánicas. Estas edades corresponden al Mioceno medio.

En el borde oriental de la Cordillera Occidental y en el Valle del Cauca, Grosse (1926) describió numerosos stocks de pórfidos principalmente andesíticos los cuales son intrusivos tanto en los sedimentos que constituyen la Formación Antioquia como en los de la Formación Combia. González (1976) reconoció dos facies distintas, una dacítica como en Marmato y otro andesítico como los cuerpos de La Felisa, La Pintada, Cerro Bravo, etc.

Grosse (1926), Scheibe (1911) y Radelli (1968) habían asignado a estos cuerpos una edad neoterciaria y recientemente se han datado varias de ellas entre 6,5 y 9 m.a. (González, 1976; Mc Donald, 1976).

Jaramillo (1976) determinó el carácter calcoalcalino de varios cuerpos intrusivos anotando que fueron probablemente "contaminados" por una corteza de naturaleza continental subyacente.

En el eje de la Cordillera Central, Barrero y Vesga (1976) dataron en 3.5 m.a. el porfido andesítico de El Morro el cual se correlaciona según González (1976) con el de Puente Linda.

Teniendo en cuenta el número relativamente reducido de dataciones radiométricas disponibles para sacar conclusiones definitivas, parece que el magmatismo tiene tendencia a migrar hacia el oriente siendo oligoceno al occidente de la Cordillera Occidental y plio-cuaternario en el eje de la Cordillera Central. Esta situación podría relacionarse con los movimientos de placas durante el cenozoico (ver última parte del trabajo).

**PRINCIPALES PLUTONES Y BATOLITOS  
MESOZOICOS Y CENOZOICOS**

- 1 Plutón granodiorítico de Amagá ( $215 \pm 7$  m.a.)
- 2 Plutones granodioríticos del Buey (227 m.a.) y de Montebello
- 3 Batolito tonalítico de Sonsón ( $160 \pm 4$  m.a.)
- 4 Stock diorítico de Cabañas ( $160 \pm 7$  m.a.)
- 5 Batolito de Segovia
- 6 Complejo de Samaná ( $119 \pm 10$  m.a.)
- 7 Plutón de Támesis ( $124 \pm 6$  m.a.)
- 8 Batolito de Sabanalarga ( $97 \pm 5$  m.a.)
- 9 Batolito de Altavista (104 m.a.)
- 10 Plutón cuarzodiorítico de El Pescodo ( $95.6 \pm 3.3$  m.a.)
- 11 Batolito tonalítico Antioqueño (80 a 55 m.a.)
- 12 Plutón del Río Nechí
- 13 Stock cuarzodiorítico de Florencia ( $55 \pm 2$  m.a.)
- 14 Batolito granodiorítico de Mandé (47 a 34 m.a.)
- 15 Plutón granodiorítico de Arrastradero ( $45 \pm 5$  m.a.)
- 16 Batolito monzonítico de Urrao (11 m.a.)
- 17 Batolito granodiorítico de Bolívar (11 m.a.)
- 18 Batolito de Peque
- 19 Pórfidos andesíticos de La Pintada (6.5 a 9 m.o.)
- 20 Pórfido andesítico de El Morro ( $3.5 \pm 0.2$  m.a.)

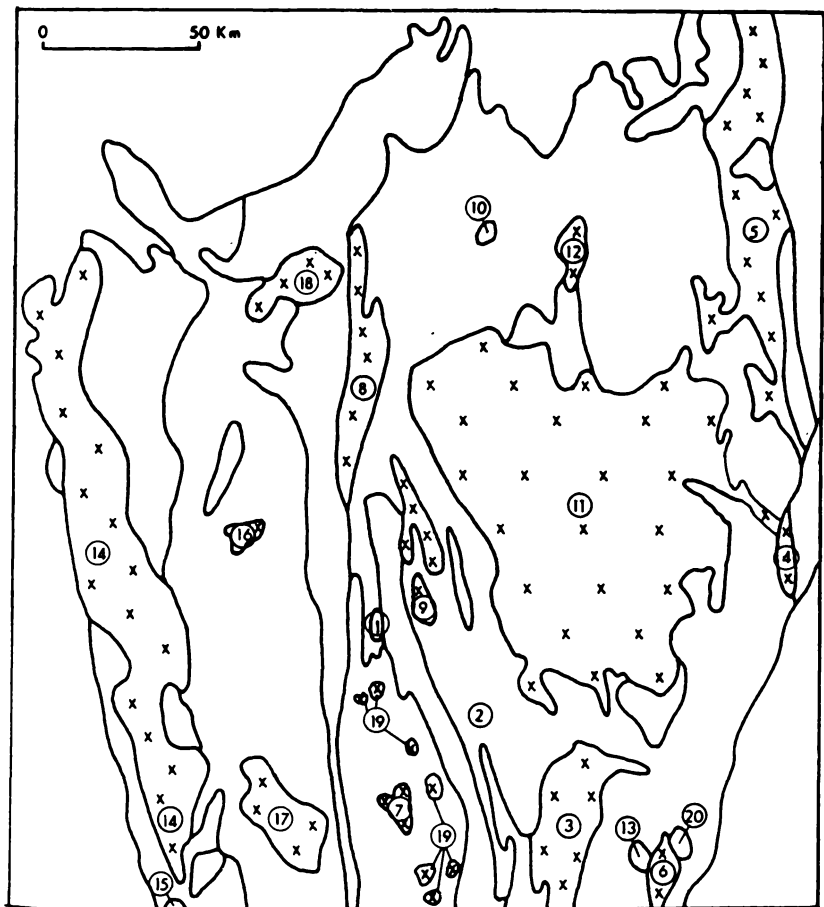
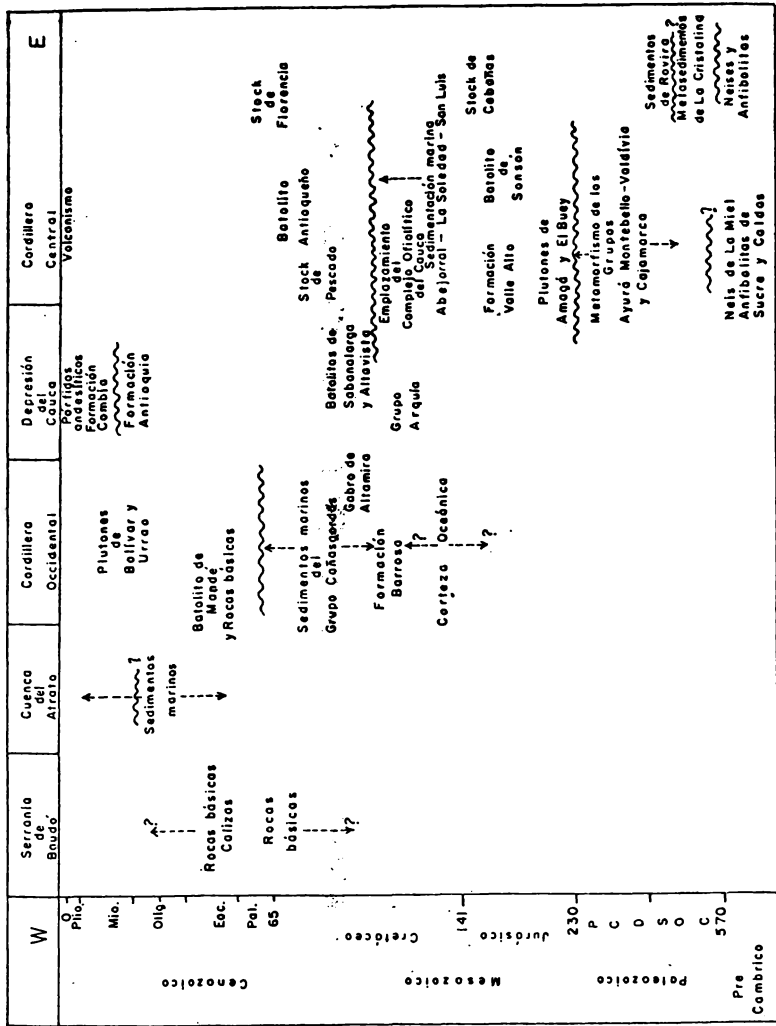


Fig. 4 - Localización de los principales plutones y batolitos mesozoicos y cenozoicos. ( Ver fig.1 para los demás unidades litológicas )



**LOS  
GRANDES  
RASGOS  
TECTONICOS  
Y  
GEOTECTONICOS**





## ASPECTOS TECTONICOS

### A.- Aspectos tectónicos del basamento premesozoico de la Cordillera Central.

El basamento de la Cordillera Central se formó durante varias tectogénesis que se desarrollaron durante el Precámbrico y el Paleozóico.

La organización de las tectogénesis precámbricas es totalmente desconocida en la actualidad y sólo se puede decir que las zonas al afloramiento presentan un alto grado de metamorfismo con las respectivas microestructuras, foliaciones y micropliegues, características de las deformaciones profundas.

El edificio paleozóico es más conocido aunque faltan muchos estudios para precisar las características esenciales de su organización. De la cordillera paleozóica sólo se observan las rocas y estructuras profundas que corresponden a la infraestructura ya que la parte más superficial o supraestructura ha sido totalmente erodada, por lo menos en la parte central de la cadena. Anotamos sin embargo, que las rocas sedimentarias devónicas de Rovira podrían representar parte de la supraestructura del edificio paleozóico, conservada gra-

cias a su posición de ante país.

Del punto de vista del conjunto del edificio paleozóico las observaciones de las microestructuras indican el desarrollo de una cordillera a tectonismo complejo y acortamiento fuerte tal como lo indica claramente el aplastamiento general de todas las unidades litológicas. Las microestructuras observadas en las rocas metamórficas son principalmente foliaciones y microplegamientos que tienen en general una dirección N - S tanto del lado oriental como del lado occidental de la Cordillera.

La foliación de los esquistos, marcada predominantemente por la orientación de micas, está asociada en general a micropliegues anisópacos de aplastamiento, a tendencia isoclinales. Esta foliación se desarrolla paralelamente a los planos axiales de los micropliegues. En las rocas metamórficas de alto grado, por ejemplo en los neises de la zona Ayurá cerca a Medellín, se observan frecuentemente pliegues anisópacos y pliegues de derramamiento. Estos últimos se documentan bien en filones de cuarzo antetectónicos que llegando a una temperatura cercana al punto de fusión se han deformado de esta manera.

El basamento paleozóico ha sido el objeto de varias fases tectónicas. Este hecho está evidenciado en particular en los metasedimentos por la presencia corriente de dos esquistosidades (a veces parece que una tercera esquistosidad está marcada) en los esquistos principalmente en los del flanco occidental. Cuando se presenta las dos esquistosidades la más antigua es una de flujo ( $S_1$ ) y la más reciente generalmente una de fractura ( $S_2$ ).

En el flanco oriental de la Cordillera, Feininger y otros (1972) anotan que la mayoría de los micropliegues observados tienen sus bisagras en dirección N - S con un buzamiento periclinal en promedio de  $30^\circ$  S. Esta observación les permitió, en función de la situación regional de las unidades litológicas, concluir que los mármoles reposan sobre las cuarcitas las cuales suprayacen a su vez los neises feldespáticos.

En cuanto al buzamiento de la foliación ( $S_1$ ) se observa en los esquistos que ésta ha sido replegada en anticlinales y sinclinales relativamente abiertos siendo el estilo del plegamiento generalmente eyectivo es decir con los anticlinales más abiertos que los sinclinales.

Debido a este plegamiento no es fácil comprobar

La posición original de la foliación ni la edad de su plegamiento regional el cual podría ser paleozóico pero también en parte cretáceo.

El corte esquemático (Fig. 6 ) basado en los datos estructurales que aparecen en los mapas geológicos al 1/100.000 elaboradas por Hall y otros (1972) y Feininger y otros (1972) muestra el tipo de plegamiento de la foliación.

En la región de Medellín, Botero (1963) había mapeado un pequeño sinclinal de metasedimentos en el túnel de la "autopista" Medellín-Bogotá Allí, los metasedimentos reposan sobre las ortoanfibolitas. Esta observación es bastante importante en el sentido de que apoya la hipótesis según la cual las ortoanfibolitas representarían la base del Grupo Ayurá-Montebello. Sin embargo esta conclusión sería solamente válida a la condición de que toda la secuencia sea en posición normal y no en posición invertida. Más al sur Echeverría (1973) y González (1976) describen también varios anticlinales y sinclinales que afectan las rocas del Grupo Ayurá-Montebello.

Si se busca reconstruir la posición de la foliación antes del plegamiento regional, que la afectó constatamos que posiblemente ésta había sido

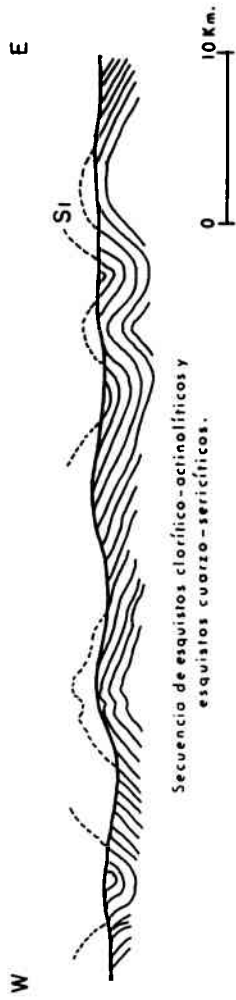


Fig. 6 — Corte esquemático mostrando el plegamiento recto a oblicuo de la foliación de las rocas metamórficas del Grupo Valdivia al norte de Yarumal.  
Datos estructurales tomados de varias fuentes, en particular de Hall y otros (1972)

originalmente horizontal. Aunque hay que ser muy cauteloso sobre este tipo de deducción debido a la muy poca cantidad de dato disponible, esta hipótesis podría indicar que la foliación  $S_1$  está asociada a pliegues con planos axiales horizontales o a manto de recubrimiento.

De todos modos el estudio microtectónico profundizado del edificio paleozóico es un campo de la investigación totalmente abierto y del cual podría seguramente resultar muchas sorpresas.

Por otra parte, varios autores (por ejemplo Radelii, 1968; Feininger y otros, 1972; González, 1976) anotan que el gradiente geotérmico debió ser bastante alto durante el metamorfismo paleozóico y que la presión debió ser excepcionalmente baja (Feininger y otros, 1972). Para concluir en este sentido se basan en la posición de los isogrados metamórficos.

Anotamos que esta hipótesis sería válida solamente si se considera las isogradas de un solo evento metamórfico a la vez. En efecto si se postula que los neises migmáticos de alto grado pertenecen al mismo evento que los esquistos se puede comparar sus posiciones espaciales y concluir que el gradiente geotérmico ha sido bastante alto.

Pero no se puede seguir el mismo razonamiento si se considera los neises de alto grado relacionado a un metamorfismo distintos del que permitió la formación de los esquistos.

Teniendo en cuenta la objeción anterior, indicamos que a un gradiente geotérmico alto corresponde una sucesión rápida de los diversos niveles y subniveles estructurales con la profundidad, lo que implicaría que, por ejemplo, los pliegues por derramamiento que caracterizan una tectónica profunda se habrían desarrollado más superficialmente que en una región a gradiente geotérmico bajo.

Al producirse el intenso metamorfismo asociado al fuerte tectonismo paleozóico, la Cordillera Central adquirió características de basamento rígido el cual se deformará principalmente según una tectónica de zócalo durante los movimientos posteriores. Esta conclusión si bien parece válida para el conjunto del edificio paleozóico debe ser tomada con cierta reserva en lo que concierne los esquistos de bajo grado. En efecto si estos esquistos pertenecen al basamento del punto de vista estratigráfico no podemos considerarlos sistemáticamente como parte del zócalo ya que mecánicamente podrían estar solidarios de la cobertura du-

rante los movimientos posteriores, por ejemplo durante la tectogénesis albiana.

Finalmente anotamos que no se conoce con certeza el espesor del basamento de la Cordillera Central. El único estudio disponible en la actualidad es el de Case y otros (1971) que se basan en un trabajo gravimétrico para estimarla en aproximadamente 35 Kms. Los resultados geofísicos del programa "Nariño III" podrían permitir precisar este dato.

De todo modo es interesante plantear ya el problema de la naturaleza de este basamento aunque se discutirá con más detalles en la última parte del trabajo. Si las ortoanfibolitas del Grupo Ayurá Montebello constituyen realmente la base de la secuencia metamórfica paleozóica, debemos preguntarnos sobre que material reposan estas rocas. Varias alternativas se presentan de las cuales indicamos las dos que nos parece tener un significado regional más trascendente. La primera consiste en admitir que debajo de las ortoanfibolitas se localiza un material de tipo paleoceánico lo que inmediatamente plantea el problema del equilibrio isostático de éste. La segunda supone la presencia de un material de tipo continental: las anfibolitas podrían así reposar sobre un zóca-



lo precámbrico (suprayacer normalmente éste o estar cabalgada encima de éste?) o haber sido levantada durante las intrusiones mesozóicas, por ejemplo durante el emplazamiento del Batolito Antioqueño.

El reconocimiento de la organización vertical de la corteza en la Cordillera Central es muy complejo, sin embargo de éste depende en gran parte la determinación de la génesis del edificio paleozóico.

#### B.- Tectonismo jurásico en la Cordillera Central.

Aparentemente, la tectónica jurásica no ha afectado en grado fuerte la Cordillera Central. Este período es caracterizado por el desarrollo de fenómenos tensionales particularmente observables en el borde oriental, al límite entre la Cordillera y la cuenca del Magdalena. Allí, un gran alineamiento orientado N-NE parece corresponder a una gran falla normal recubierta por sedimentos recientes (Feininger y otros, 1972).

Según Toussaint y Restrepo (1975) un graben localizado al oriente de la Cordillera Central se habría desarrollado durante el Jurásico como conse-

cuencia de un abombamiento regional del zócalo, producido como consecuencia de la actividad de una subducción localizada al occidente de la Cordillera Central (ver última parte del trabajo). La falla del Magdalena representaría el borde occidental de este graben supra continental.

No se puede descartar la posibilidad de que otras fallas normales se hayan formadas durante este período en la Cordillera Central. El emplazamiento del Batolito de Sonsón durante el Jurásico podría haber sido favorecido por estos fenómenos tensionales.

Del lado oriental del Batolito de Sonsón, Feininger y otros (1972) indican una falla anterior al Batolito de Sonsón aunque más al norte la misma falla afectaría los sedimentos aptianos y albianos de San Luis. Para el autor, esta falla sería postalbiana y cortaría al batolito de Sonsón considerado del Cretáceo tardío por Feininger y otros (1972) pero en realidad jurásico (González, 1976).

Por otra parte, González (1976) indica que la falla del Río Verde de los Henaos localizada al occidente del Batolito de Sonsón sería anterior a la intrusión y podría ser de tipo rumbo con des-

plazamiento sinistral del orden de 3.5 Kms. aunque pienso personalmente que esta falla puede ser normal.

C.- Tectonismo cretáceo y eoterciario.

Los movimientos tectónicos cretáceos han marcado considerablemente todo el Noroccidente Colombiano. Hasta la fecha se han documentado dos fases compresionables importantes separadas por una fase tensional:

- Durante el Albiano se produjo una intensa tectogénesis caracterizada por el emplazamiento tectónico de ofiolitas y el plegamiento de la cobertura en la Cordillera Central.

- El Cretáceo tardío es principalmente marcado por la formación de grabenes tensionales en la Cordillera Central.

- Durante la parte final del Cretáceo y el Eoterciario se produce una nueva tectogénesis cuyos rasgos esenciales son el plegamiento de los sedimentos del Grupo Cañasgordas en la Cordillera Occidental y el desarrollo de grandes fallas principalmente de rumbo en la Cordillera Central.

a.- La tectogénesis Albiana.

Una importante fase tectónica afectó toda la Cordillera Central al final del Cretáceo temprano. En el borde occidental el fenómeno más importante es el emplazamiento tectónico de las ofiolitas: el tipo de emplazamiento de éstas sigue siendo un importante tema de discusión; algunos autores suponen que las rocas del Complejo Ofiolítico se emplazan por medio de una subducción que permitió el desarrollo de una zona de "Melange" caracterizado por la mezcla tectónica de ofiolitas, de rocas metamórficas generalmente de alta presión y de sedimentos depositados en la fosa de subducción. Esta zona estaría representada por la faja comprendida entre las fallas de San Jerónimo y Sabanalarga, es decir por el sistema Cauca - Romeral. Esta hipótesis fué defendida en primer lugar por Estrada (1972) quien introdujo el término "Melange" para la zona y apoyada luego principalmente por Barrero (1974) y González (1977).

Restrepo y Toussaint (1973) consideran que el Complejo Ofiolítico se emplazó por medio de un cabalgamiento sobre el basamento de la Cordillera Central o sea por obducción. Para sustentar esta hipótesis se basa predominantemente en la posición de las serpentinitas de Medellín. Allí las serpentinitas están situadas encima de las anfibolitas del Grupo Ayurá Montebello siendo el contac-

to entre ambas unidades de naturaleza tectónica y de posición subhorizontal con una pequeña inclinación hacia el noroccidente. La zona de contacto se caracteriza por la presencia de esquistos talcosos, cloríticos y actinolíticos que provienen del metamorfismo retrógrado de las anfibolitas subyacentes. Los esquistos presentan numerosos micropliegues agudos frecuentemente asimétricos de orden métrico y también de orden centimétricos. Los planes axiales de los micropliegues buzan en general hacia el noroccidente. Esta situación parece indicar que, al emplazarse, la serpentinita produjo un arrastre importante siendo la fricción entre las dos unidades causa de la formación de un metamorfismo dinamotérmico. (Ver Fig.7).

En otras zonas cercanas al Río Cauca, las relaciones entre el Complejo Ofiolítico y el basamento de la Cordillera Central no son tan claras aunque Restrepo y Toussaint (1979) consideran que el modo de emplazamiento de las serpentinitas de Medellín se puede generalizar al conjunto de las ofiolitas. Por ejemplo indican que cerca a Heliconia una peridotita reposa tectónicamente sobre un granito de tipo Amagá o sea de edad triásico. También buscan explicar la posición del Complejo Ofiolítico de Yarumal-Campamento, localizado en el eje de la Cordillera: a la diferencia de Estrada

(1967) y de Hall y otros (1972), Restrepo y Toussaint proponen interpretar el emplazamiento de las serpentinitas, gabros y rocas volcánicas por medio de un cabalgamiento de este conjunto sobre las rocas metamórficas autóctonas. En esta interpretación los numerosos afloramientos aislados de gabros y serpentinitas se interpretan como islotes o "Klippe" preservados de la erosión.

La posición bastante oriental de las rocas del Complejo Ofiolítico al norte de Campamento, y además su situación particular en medio de rocas metamórficas en gran parte paleozóicas no es compatible con la hipótesis de un emplazamiento por medio de una subducción localizada en la zona del Cauca. Otra alternativa a la interpretación por obducción sería la de intrusiones en situ, hipótesis bastante de moda hace más de 10 años y abandonada luego con el auge de la tectónica de placas.

El caso de las ofiolitas del sistema Cauca Romeiral es más polémico ya que no fué posible observar claramente en esta zona las relaciones entre el Complejo Ofiolítico y las rocas del basamento. Los autores que favorecen la hipótesis de un emplazamiento por subducción se basan principalmente en la complejidad tectónica de la zona que la

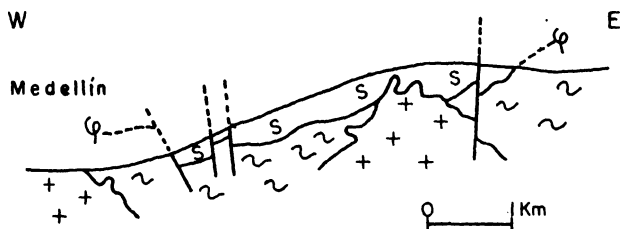


Fig. 7 – Posición de las Dunitas serpentinizadas de Medellín.  
Según Restrepo y Toussaint (1973).

- |   |                         |   |             |
|---|-------------------------|---|-------------|
| S | Dunitas serpentinizadas | ~ | Anfibolitas |
| + | Plutones cretáceos      |   |             |

aparenta a las zonas de "Melange" definida por Hsu (1968). En efecto allí se observan rocas ultrabásicas y básicas de un complejo ofiolítico; rocas metamórficas de tipo barroviano al norte (Grupo Arquía) pero también de alta presión más al sur (Pijao y Jambaló) y sedimentos de fosa que afloran de manera bastante caótica, siendo los contactos entre las diversas unidades principalmente de tipo tectónico.

El problema es en realidad de saber si esta complejidad tectónica es el resultado de una mezcla producida a lo largo de un plano de Benioff constituyendo así un verdadero "Melange" o si la zona de Romeral es el resultado complejo de la superposición de varias tectogénesis agudas de las cuales una podría ser una fase albiana de obducción o de subducción obducida y otra una fase eoterciaria de movimiento de rumbo a lo largo del sistema Romeral.

De todos modos es interesante anotar que se ha utilizado la presencia de rocas metamórficas de media a alta presión en favor de la hipótesis "subduccionista" olvidando que, en fin de cuenta el metamorfismo de alta presión en Los Alpes está íntimamente relacionado con los mantos de recubrimiento.



El desarrollo de un metamorfismo barroviario en la zona del Cauca (Grupo Arqufa) está relacionado con el emplazamiento de las ofiolitas el cual está relacionado con la colisión entre un dominio oceánico y un dominio continental. Arias y Caballero (1978) describieron con bastante precisión este metamorfismo y concluyen que éste es el producto del cabalgamiento de las ofiolitas apoyándose entre otros argumentos en el buzamiento general de las foliaciones hacia el occidente.

Además es importante anotar que el metamorfismo podría haberse desarrollado en una zona de subducción jurásica o cretácea, obducida luego durante el Aptiano-Albiano.

Cualquiera sea la verdadera interpretación de este metamorfismo, éste es el resultado de una colisión entre dos placas por medio de subducción, de obducción o de ambos fenómenos; esta colisión se habría desarrollado durante el Aptiano Albiano tal como lo indica las edades radiométricas obtenidas sobre dos anfibolitas granatíferas y un esquistos verde.

Anotamos para terminar que en la interpretación de González (1977) el importante metamorfismo di-

námico que se presenta a lo largo del sistema Cauca Romeral sería debido a los movimientos de rumbo del sistema Romeral durante el Eoterciario y no a la formación del "Melange" en la supuesta zona de subducción cretácea localizada en la misma faja.

La tectogénesis albiana caracterizada por el emplazamiento de las ofiolitas está también registrada por sus efectos importantes sobre la cobertura representada principalmente por los sedimentos que se han depositado durante el Cretáceo temprano sobre la Cordillera Central. En efecto los sedimentos de las formaciones La Soledad y Abejorral y los de San Luis, Berlín, Segovia, etc... han sido intensamente plegados. En general el plegamiento que les afectó es bastante complejo. Predominan los pliegues isópacos de orden métrico a hectométrico que varían desde concéntricos abiertos hasta "Chevrone". Además micropliegues de tipo "Knick" o "Chevrone" aparecen con frecuencia. Los planos axiales son predominantemente subverticales o con fuertes buzamientos hacia el occidente lo que hace suponer un empuje proveniente del oeste.

Muchos niveles de inarmonías se observan como consecuencia de la anisotropía mecánica producida

por la alternancia de capas competentes e incompetentes.

En algunos niveles de lutitas se observa una débil esquistosidad de fractura lo cual converge hacia el centro de los pliegues.

Los conglomerados que aparecen a la base de la formación Abejorral o intercalados en los sedimentos de San Luis presentan evidencia de haber sufrido una intensa deformación que se caracteriza por el aplastamiento de los cantos.

También los fósiles, en particular las Amonitas, que se encuentran en los niveles de lutitas son aplatados y estirados.

En la región de Berlín, Radelli (1967) indica la presencia de pizarras aptianas afectadas por fuertes plegamientos volcados hacia el nororiente. Debido al estado de la deformación, este autor consideró las pizarras como la parte superior de la secuencia metamórfica de la Cordillera Central. Es de anotar al respecto que el autor en compañía del Profesor Restrepo comprobaron en la zona de Abejorral la gran dificultad que presenta la distinción entre los esquistos de bajo grado del Grupo Ayurá Montebello y los sedimentos deformados

de la Formación Abejorral.

En las cercanías de San Luis, Feininger y otros (1972) observaron los sedimentos datados del Cretáceo inferior afectados por una fase tectónica que produjo pliegues isoclinales los cuales tienen una dirección predominantemente norte-sur con buzamientos fuertes al este y al oeste. Estos autores consideran que la intensa deformación ocurrió entre el cierre de la sedimentación albiana y el Cenomaniano.

Toussaint y Restrepo (1974) habían anotado que la fase tectónica datada por Feininger y otros (1972) coincidía con la fase de emplazamiento de las ofiolitas. Por eso consideraron que las deformaciones observadas en los sedimentos del cretáceo temprano se debían al cabalgamiento de las ofiolitas encima de estos sedimentos.

Hoy en día, me parece más factible suponer que la compresión que tuvo lugar en el borde occidental de la Cordillera Central se transmitió a la cobertura que se plegó así intensamente. Como lo habíamos indicado antes, la noción de cobertura no debe ser tomada en un sentido stratigráfico sino en un sentido tectónico. Si bien es cierto que frecuentemente no existe diferencia práctica en-

tre las dos definiciones, en el caso presente la cobertura podría abarcar también parte de las rocas metamórficas paleozóicas de bajo grado. El plegamiento de éstos podría, en efecto haberse producido por lo menos en parte durante el Cretáceo. Esa situación implicaría varios niveles de despegamiento de los cuales uno sería localizado dentro del Grupo Ayurá Montebello. En profundidad, es de suponer que la tectogénesis albiana se tradujo por la formación de grandes fallas inversas aunque éstas no se han documentado con precisión hasta la fecha.

Finalmente anotamos que los movimientos tectónicos albianos parecen reflejarse en algunas dataciones radiométricas. En efecto, de algunos neises datados del Paleozóico por el método Rb/Sr se han obtenido edades en un rango Albiano-Cenomaniano por el método K/Ar. Estas últimas edades podrían reflejar una pérdida de Argón durante la tectogénesis albiana.

## 2.- Los movimientos tensionales del Cretáceo tardío en la Cordillera Central.

Durante el cretáceo tardío la Cordillera Central ha sido afectada principalmente por movimientos

tensionales caracterizados por la formación de fallas normales. Varias fallas de este tipo han sido observadas por diversos autores: Por ejemplo, Hall y otros (1972) anotan que la formación La Soledad está afectada por una falla normal en su borde oriental. También algunas de las fallas que cortan las rocas del Complejo Ofiolítico y los sedimentos cretáceos en la región del río Necchi son probablemente de este tipo.

Los sedimentos cretáceos de Amalfi se localizan en un semi graben limitado por una falla normal según Feininger y otros (1972). También los sedimentos de San Luis parecen en una posición de graben tensional, aunque parece que se produjo también movimientos compresionales de edad desconocida.

La Formación Abejorral se encuentra, ella también, en un graben limitado por fallas normales las cuales tendrían un desplazamiento de varios centenares de metros según González (1976).

Así de manera general las rocas cretáceas fueron puestas en posición de grabenes o semigrabenes lo que permitió su protección de la erosión. Para Restrepo y Toussaint (1973) el alargamiento N-S de las fajas de rocas que constituyen el Complejo Ofiolítico del Cauca se debe en gran parte a la

posición de éstas en grabenes orientadas N-S. Sólo las partes de Ofiolitas localizadas en los grabenes fueron protegidas de la erosión ya que según la hipótesis de estos autores el manto de ofiolitas no debió originalmente tener un espesor mayor de 5 Kms.

Como se indicara en el capítulo sobre tectónica de placas, la tensión que afecta la Cordillera Central a ese momento podría relacionarse con un abombamiento del basamento como consecuencia de la actividad de una subducción localizada al occidente.

Los fenómenos tensionales han facilitado el acceso de los magmas tonalíticos y en particular el emplazamiento de la inmensa masa del Batolito Antioqueño. En varias zonas el magmatismo cretáceo tardío es posterior a las fallas normales, y parece que es justamente la inyección de magma que hizo cesar el movimiento de las fallas. Por lo tanto, éstas son posteriores a los sedimentos albianos y anterior a la intrusión del Batolito Antioqueño datado radiométricamente entre 80 y 69 m.a.

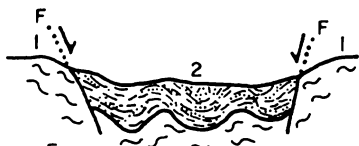
La Figura No. 8 indica la sucesión de eventos tectónicos desde la sedimentación cretácea temprana hasta el emplazamiento del Batolito Antioqueño durante el cretáceo tardío.



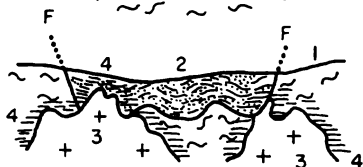
Deposición de los sedimentos del Cretáceo Temprano.



Fase tectónica con plegamientos durante el Albiano.



Formación de grabenes tensionales durante el Cretáceo Tardío.



Emplazamiento del Batolito Antioqueño durante el Cretáceo Tardío.

Fig. 8 – Evolución de la parte central de la Cordillera Central durante el Cretáceo.

1 – Basamento precretáceo

3 – Batolito Antioqueño

2 – Sedimentos cretáceos

4 – Metamorfismo de contacto



Además se desarrollaron fallas de intrusiones durante el emplazamiento del Batolito Antioqueño. Feininger y otros (1972) describen varias de ellas en el borde oriental del Batolito y González (1976) anota algunas en la extremidad suroccidental del cuerpo.

### 3.- El tectonismo eoterciario en las Cordilleras Occidental y Central.

A principios del Terciario se desarrolla en el Noroccidente de Colombia una importante fase de tectogénesis caracterizada por el fuerte plegamiento de los sedimentos del Grupo Cañasgordas en la Cordillera Occidental y por la formación de los dos grandes sistemas de fallas de rumbo representados por el sistema Cauca-Romeral y el sistema Palestina en la Cordillera Central.

#### a.- Aspectos del tectonismo eoterciario en la Cordillera Occidental.

Antes de describir el estilo de la tectogénesis eoterciaria es necesario presentar los principales rasgos de la estructura general de esa Cordillera.

La gran mayoría de los autores, entre ellos Irving (1971), Estrada (1972), Gansser (1973), consideran que el basamento de la Cordillera Occidental es de tipo oceánico. Además Restrepo y Toussaint (1975) admiten que las rocas que constituyen ese basamento pertenecen a un complejo ofiolítico que aflora en el Valle del Río Cauca y que fué datado allí del Jurásico y del Cretáceo. Basándose en un estudio gravimétrico, Case y otros (1971) consideran que la discontinuidad de Mohorovicic se encuentra en la actualidad a una profundidad aproximada de 30 Kms. y también indican que la corteza sería de tipo continental al este del flanco oriental del alto gravimétrico que documentaron entre Bolívar y Quibdó y de tipo oceánico al nivel de este alto. Se debe anotar aquí que los datos geofísicos permiten sólo reconocer la posición y naturaleza actual de la corteza y no sus características originales. Así es probable que la Cordillera Occidental tenía al final del Cretáceo una corteza de tipo oceánico y que luego durante el Cenozóico la intrusión de plutones de composición intermedia a ácida, en particular los de Mandé, Bolívar, permitieron su "continentalización" parcial. En consecuencia se puede considerar esta cordillera como "paleo-oceánica" y también como en vías de continentalización o sea en parte "neocontinental". Esta situación se debe tener en cuenta para la in-

interpretación de la tectogénesis eoterciaria y para la elaboración de esquemas representativas de su evolución durante el cenozoico.

La tectónica de los sedimentos que constituyen el Grupo Cañasgordas era totalmente desconocida hace poco. Por lo tanto, para describir sus principales rasgos nos basaremos en los únicos trabajos existentes a saber el de Hoyos y Zuluaga (1978) y el que éstos presentaron en colaboración con el autor de este trabajo en el II Congreso Geológico Nacional (1978). Restrepo y otros, en publ., ampliaron recientemente la información existente.

Una importante fase de tectogénesis afectó la Cordillera Occidental a final del Cretáceo o principio del Terciario. Los sedimentos del Grupo Cañasgordas han sido intensamente plegados en un estilo de cobertura muy característico. Los pliegues tienen una dirección general N 50 W a N - S y son principalmente de naturaleza isópaca variando desde el tipo recto hasta el tumbado. El conjunto parece estar marcado por una vergencia hacia el oriente. El plegamiento isópaco que caracteriza el nivel estructural medio varía en función de la litología y del espesor de los bancos: así los bancos gruesos de areniscas sufren un plegamiento amplio de orden hectométrico mientras

que las series anisotrópicas formadas de una alternancia entre las delgadas capas de cherts y calizas están afectadas por plegamiento en chevrones bastante cerrados de orden métrico.

En la zona de Dabeiba la aparición de una esquistosidad incipiente en la base de la secuencia sedimentaria indica la parte superior del nivel estructural inferior. Numerosas inarmonías se observan en la parte de alternancia entre bancos de lutitas y areniscas. Además, parece que existió varios niveles de despegamiento: uno está localizado en los niveles de cherts y lutitas más inferiores y otros están en situación "intraformacional". El acortamiento general de la cobertura podría ser del orden del 100%, en particular en el flanco occidental.

La edad de la tectogénesis se conoce con bastante precisión ya que algunas calizas del cretáceo tardío del techo de la secuencia sedimentaria están claramente afectadas por el plegamiento mientras que, en la zona de Montería, sedimentos eocenos reposan en discordancia sobre las rocas del ciclo de Cansona correlacionable con el Grupo Cañasgordas (Duque, 1972).

La formación de grandes fallas inversas en el basa-

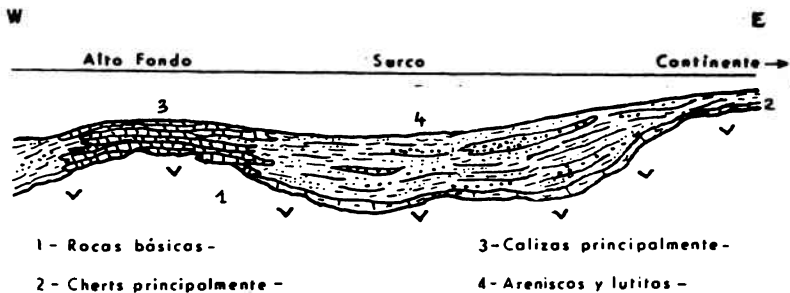


Fig.11 - Esquema de la paleogeografía posible de la Cordillera Occidental durante el Cretácico. (Según Restrepo y otros, en prep.)

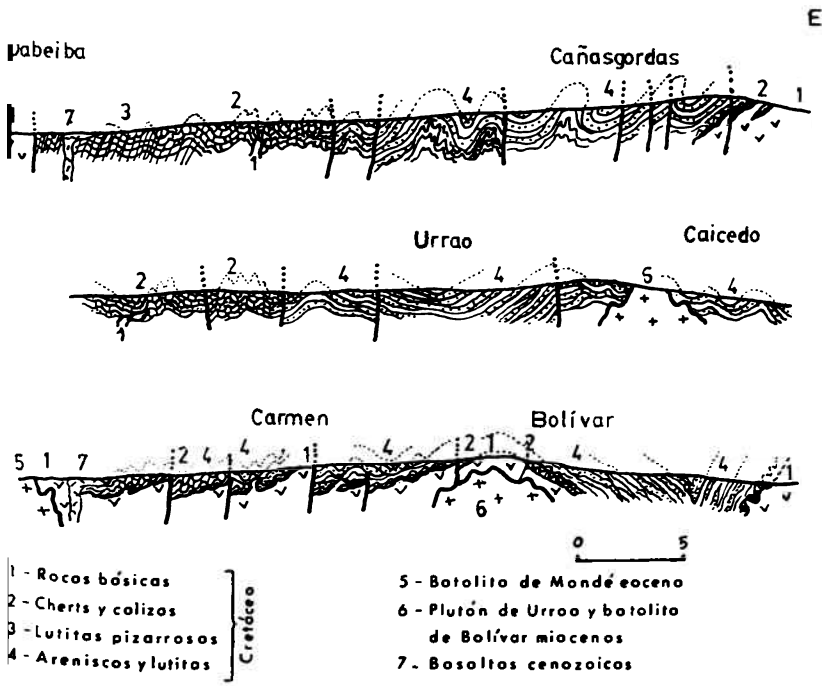


Fig.10 - Cortes esquemáticos a lo largo de la parte septentrional de la Cordillera Occidental (Según Restrepo y otros, en prep.)

mento rígido constituido por rocas básicas de edad cretácea temprana está probablemente relacionada con la tectogénesis eoter-ciaria. Rocas del basamento afloran en algunas zonas habiendo sido parcialmente levantadas en posición de horsts o semi-horsts.

Sin embargo, tal como lo indica el mapa geológico de Colombia (Ingeominas, 1976) varias fallas de dirección N-S a NNW-SSE cortan el Batolito de Mandé lo que implica el desarrollo de movimientos oligocenos o posteriores. Por otra parte la intrusión de batolitos durante el Cenozóico modificó el aspecto original de las estructuras eoter-ciarias. Así en la carretera Carmen de Atrato - Bolivar, la intrusión del Batolito de Bolivar parece haber levantado el basamento en un vasto anticlinal mientras que entre Bolivar y Bolombolo se formó un amplio sinclinal.

En la figura No.10 se presentan dos cortes esquemáticos que buscan indicar el aspecto general del plegamiento de la cobertura y su relación con el basamento. Finalmente se debe anotar que la fase tectónica parece relacionarse con un salto de la subducción del oriente al occidente de la Serranía de Baudó siendo factible que sea la colisión de ésta con la Cordillera Occidental la causa de la

tectogénesis (ver la última parte de este trabajo).

b.- Aspectos del tectonismo eoterciario en la Cordillera Central.

La principal característica de este tectonismo eoterciario es la formación de grandes sistemas de fallas tales como el de Cauca Romeral en el flanco occidental de la Cordillera y el de Palestina en su flanco oriental. Parece que la importante masa constituida por el Batolito Antioqueño emplazado durante el Cretáceo tardío, reaccionó como un bloque rígido, durante esta tectogénesis permitiendo solamente que el fallamiento lo contornara tanto al este como al oeste y haciendo que las fallas lo rodearan pero prácticamente no lo cortaran.

En el flanco oriental de la Cordillera Central, se localiza un importante sistema que comprende principalmente las fallas de Palestina, Otú, Nus y Bagre. Estas fallas han sido estudiadas por Feininger (1970) y Feininger y otros (1972) quienes determinaron un desplazamiento de tipo rumbo para éstas. La falla de Palestina de dirección NE tendría de un movimiento lateral derecho del orden de 28 Kms. y las de Otú, Nus y Bagre, respectivamente 66 Kms sinistral, 50 Kms. dextral (?) y 50 Kms. sinistral (?). (Ver Fig.11).

Una zona milonitizada que llega a tener hasta 400 m. de ancho se observa en varios lugares de las fallas. También se documenta estrias horizontales en diversas localidades.

Las fallas no tienen todos la misma edad ya que la de Palestina corta la de Nus, Bagre y Otu. Lo único que se conoce con certeza sobre la edad de estas últimas es que son post-albianas ya que desplazan claramente los sedimentos de esta edad. Feininger y otros (1972) consideran probable que los primeros movimientos se hallan producido durante el cretáceo tardío.

En cuanto a la falla de Palestina, el mapa de la región de Armero (Barrero y Vesga, 1976) indica que ésta corta el stock de Florencia datado por estos autores en 55 m.a. lo que permite así precisar una actividad post-paleocena.

También Feininger y otros (1972) buscan reconstituir las diversas etapas de desarrollo del sistema de fallas concluyendo que las rocas situadas al oriente del sistema tenían originalmente una posición más oriental para luego ser transportadas tectónicamente en su posición actual. Esta hipótesis sería aplicable en particular a los metasedimentos ordovicianos de La Cristalina.



En el flanco occidental de la Cordillera Central se presenta el sistema de fallas Cauca Romeral que sin duda plantea más polémicas que el sistema Palestina. Este sistema se extiende por lo menos 800 Kms. en Colombia desde el Departamento de Córdoba al norte hasta el de Nariño al sur (Barrero y otros, 1969).

El sistema de fallas Cauca - Romeral tiene una dirección N-S a NNW-SSE y está conformado de numerosas fallas de las cuales las principales son las siguientes: la falla de Sabanalarga llamada también del Cauca representa el límite occidental del sistema; la falla de Romeral dió su nombre al sistema y fué documentada originalmente por Grosse (1926), cerca a Heliconia; la falla de San Jerónimo que marcaría el borde oriental del sistema se documentó entre Santa Fe y Aguadas prolongándose al sur por la de Aranzazu; la falla de Espíritu Santo de dirección N 45 E se sitúa entre el complejo de Puquí y el núcleo de la Cordillera Central; la falla de Santa Rita parece prolongar al norte la falla de Romeral, al este de Ituango.

Varias hipótesis se afrontan en lo que concierne el reconocimiento del tipo de falla y el desplazamiento tanto del sistema en general como de cada

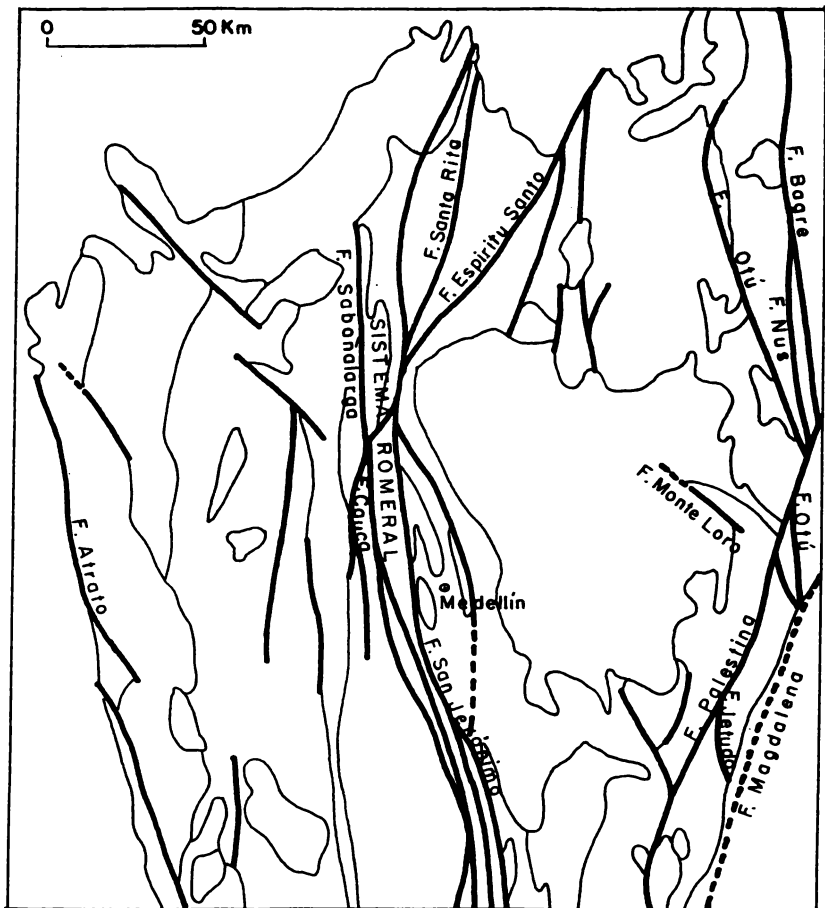


Fig. II - Localización de las principales fallas.

(Modificado de Ingeominas, 1976)

una de las fallas principales, en particular. Barrero y otros (1969) y Estrada (1971) consideran la falla de Romeral como de tipo inverso con fuerte buzamiento hacia el oriente. Irving (1971), Hall y otros (1972), Feininger y otros (1972) y Restrepo y Toussaint (1974 y 1976) consideran que se trata de un sistema de falla de rumbo. Case y otros (1971) se inclinan por un movimiento inverso cretáceo seguido de un desplazamiento de rumbo terciario.

En cuanto a la amplitud del desplazamiento, los autores que admiten un movimiento inverso suponen que éste es de varios miles de metros y los que se inclinan por un movimiento de rumbo postulan que es muy importante (!!)

Todos estos últimos admiten un desplazamiento general dextralateral aunque no existe realmente argumentos fuertes en favor de esta hipótesis.

Toussaint y Restrepo (1977) basándose en un estudio de los micropliegues localizado en la zona de falla de San Jerónimo cerca a Versailles documentaron un desplazamiento local sinestrolateral aunque aclaran que esta observación no se puede generalizar a todo el sistema.

Al norte de Santa Fe se presenta dos ramales importantes: uno orientado N-S (Fallas de Santa Rita por ejemplo) y otro orientado N 45° E (Falla de Espíritu Santo). Si bien la falla de Espíritu Santo tiene el aspecto de una gran falla de rumbo, dextralateral según Hall y otros (1972), la de Santa Rita parece más bien de tipo inverso ya que un cuerpo de gabbro cortado por la falla no está desplazado horizontalmente según el mapa de estos autores.

Las razones por las cuales no se ha podido determinar el movimiento preciso tal vez sean que el sistema es aproximadamente paralelo a las estructuras de la región y que las unidades observadas de un lado de la falla no se encuentran del otro lado. Este fenómeno es debido a que el sistema está localizado en general al límite entre el dominio continental de la Cordillera Central y el dominio oceánico de la Cordillera Occidental.

Es también seguro que se hayan producido diversos movimientos sucesivos desde el Cretáceo hasta el Pliocuaternario y que estos movimientos hayan sido de varios tipos. Sin embargo, parece que se puede documentar una fase principal marcada por un fuerte metamorfismo dinámico caracterizado por

la presencia de milonitas y filonitas. La descripción de los principales aspectos de este metamorfismo dinámico ha sido realizada por González (1977) quien describe las deformaciones sufridas por los diversos tipos de rocas afectadas. Es de anotar que el autor se inclina para un movimiento de rumbo como generador del metamorfismo el cual no está asociado a una paleozona de subducción.

El rango de edad de esta fase principal se documentó sobre una falla del sistema localizada entre Albania y Bolombolo (Restrepo y Toussaint, 1975). Allí la falla corta rocas volcánicas básicas datada radiométricamente del Albiano - Turoniano pero no afecta los sedimentos continentales de la Formación Antioquia de edad oligocena. También una falla del sistema afecta fuertemente el batolito de Sabanalarga datado del Turoniano. Así parece que el movimiento principal es post Turoniano y pre Oligoceno. El autor supone por su parte que diversos movimientos inversos y de rumbo se han producido durante la fase principal la cual se desarrolla posiblemente a principio del Terciario pudiendo haber empezado a final del Cretáceo tardío. En efecto parece que regionalmente el Cretáceo tardío está caracterizado más por movimientos tensionales en la Cordillera Central mientras que durante el Eoterciario se docu-

menta claramente una importante tectogénesis en la Cordillera Occidental. Esta se habría traducido también en la Cordillera Central por el desarrollo de las grandes fallas de los sistemas Cauca Romeral y Palestina.

La posición particular del sistema Cauca Romeral localizado entre el dominio continental de la Cordillera Central y el dominio oceánico de la Cordillera Occidental indujo muchos autores a buscar su significado geotectónico (ver última parte del trabajo).

Este sistema es seguramente el resultado de varios tectonismos supuestos y los desacuerdos entre autores provienen principalmente de la importancia que cada uno atribuye a una u otra fase. Como se verá en el capítulo dedicado a la tectónica de placas el límite entre las Cordilleras Central y Occidental fué posiblemente el sitio de una fase de subducción jurásica y cretácea temprano (?); de la raíz de una obducción albiana (?) y de un cizallamiento de rumbo eoterciario (?) sin considerar los diversos movimientos normales e inversos cenozoicos.

En estas condiciones la determinación de las ca-

racterísticas de cada fase demorará seguramente largos años. Mientras tanto el autor anota que los principales rasgos estructurales del sistema así como las microdeformaciones tales como filonitas y milonitas son post albianas.

Por razones que indicaremos luego, éstos no se pudieron formar en una zona de subducción ya que si hubo subducción en esta zona ésta cesó antes de terminar el Albiano.

#### D.- Aspectos de los movimientos tectónicos cenozoicos.

##### 1.- En la depresión del Río Cauca.

Como lo habíamos indicado anteriormente, el flanco occidental de la Cordillera Central y el Valle del Río Cauca han sido fuertemente afectados por los diversos movimientos tectónicos precenozoicos. En particular la tectogénesis albiana marcada en esta región por el emplazamiento de las ofiolitas y la tectogénesis eoterciaria caracterizada por el desarrollo de las fallas de rumbo del sistema Cauca Romeral han profundamente afectado el límite entre las Cordilleras Central y Occidental. Esta región constituye una zona de extrema debi-

lidad ya que allí se localiza el límite entre dos dominios distintos por lo menos a partir del principio del mesozóico : un dominio continental al este constituido por la Cordillera Central y un dominio oceánico al oeste. Sin lugar a duda la zona del Cauca es la región que ha sufrido el más grande número de fases tectónicas superpuestas lo que explica la gran complejidad de los fenómenos observados. La zona del Cauca es una zona de tectonismos superpuestos complejos pero no es necesariamente una zona de "Melange"!

A partir del Eoceno, la zona se convierte en una región de actividad tectónica más suave ya que la acreción de la Cordillera Occidental al continente suramericano permitió al conjunto actuar de manera más unida. Durante el Eoceno y el Oligoceno los movimientos son esencialmente tensional con formaciones de grabenes o semigrabenos. Según Campuzano (1977) en estas depresiones se depositan los sedimentos continentales de la Formación Antioquia datado del Oligoceno-Mioceno temprano. La formación de los grabenes tensionales es probablemente debido a un abombamiento general del continente como consecuencia de una subducción localizada al occidente. Las fallas que limitan los grabenes son frecuentemente el resultado de la re-



movilización de antiguas fallas del sistema Cauca-Romeral que esta vez se desplazan según un movimiento normal.

Los sedimentos de la Formación Antioquia fueron afectados por una fase tectónica miocena media-tardía que permitió la formación de anticlinales y sinclinales isópacos de orden hectométrico a kilométrico. Se puede observar varios tipos de pliegues desde recto a volcado que determinan una vergencia hacia el Occidente (Grosse, 1926).

La dirección general de las estructuras varía entre N-S y NW-SE. Durante esta fase tectónica se produce nuevamente removilización de varias fallas que actúan con movimientos inversos.

El esquema No.13 presenta algunos aspectos de la sucesión de eventos durante parte del cenozoico en esta región.

A esta corta fase compresional sigue un período de relajamiento con movimientos tensionales que facilitan el acceso de las magmas que irían a constituir parte de la Formación Combia. Los sedimentos de esta formación rellenan además las depresiones. La posición del magmatismo de la Formación Combia que aparece solamente al sur de

Anzá permite suponer que los movimientos tensionales se produjeron principalmente al sur de esta población.

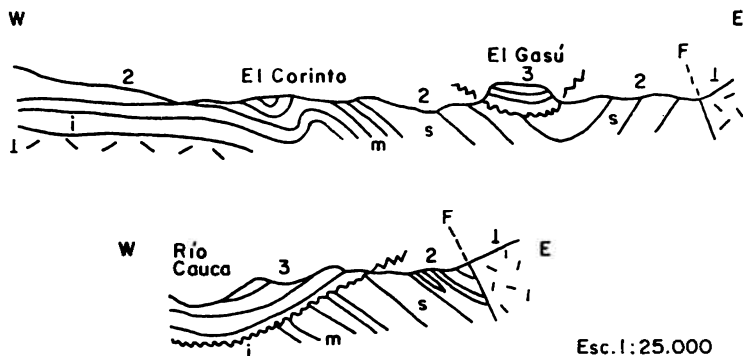
Finalmente la Formación Combia está afectada durante el plio cuaternario por un suave plegamiento aunque cerca de algunas fallas se presentan a veces buzamientos fuertes. Algunas fallas parecen haberse desplazado recientemente tal como lo indica Vergara (1977) en la región de Santa Fe de Antioquia. (Ver Fig.12).

## 2.- Aspectos de la tectónica en la Serranía de Baudó y en la Cuenca del Atrato.

Las regiones chocoanas son muy mal conocidas desde el punto de vista geológico debido a la falta de comunicaciones y también a la dificultad de observar afloramientos que son frecuentemente recubiertos de una densa capa vegetal.

Es probable sin embargo que las compañías petroleras dispongan de observaciones importantes en la Cuenca del Atrato.

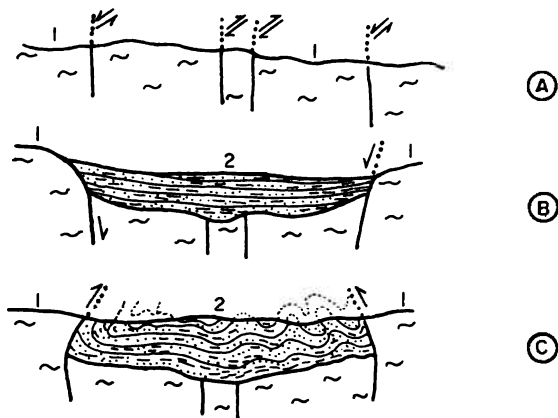
La Serranía de Baudó parece representar un fragmento de corteza oceánica o de arco de islas levantado en horst o en un amplio anticlinorio. Es-



Esc. 1:25.000

Fig. 12 - Dos cortes geológicos al sur de Titiribí, mostrando la discordancia angular de la Formación Combia sobre Formación Antioquia. (Modificado de Grosse, 1923)

- 1 - Basamento precenozoico
  - 2s - Piso superior
  - 2m - Piso medio
  - 2i - Piso inferior
  - 3 - Formación Combia
- } Formación Antioquia



- A** – Final del Cretáceo – Principio del Terciario  
 Fase tectónica con formación de fallas de rumbo
- B** – Oligoceno – Mioceno Temprano  
 Movimientos tensionales: fallas normales  
 Sedimentación de la Formación Antioquia
- C** – Mioceno Medio  
 Fase tectónica con fallas inversas y pliegues isópacos

**Fig. 13**– Evolución de la cuenca de Amagá durante el Cenozoico Temprano.

- 1** – Basamento preterciario  
**2** – Sedimentos Oligo-miocenos

ta hipótesis había sido emitida por Case y otros (1971) quienes se basaron en un estudio gravimétrico. Es también la opinión de Butterlin (1973). Sobre el flanco oriental de la Serranía, reposan en discordancia angular los sedimentos marinos cenozoicos de la cuenca del Atrato, aunque el contacto se presenta también de tipo fallado.

La Cuenca del Atrato parece corresponder regionalmente a un amplio sinclinario orientado N-S y de más de 60 Kms. de ancho. Una tectónica simple caracterizada por amplios anticlinales y sinclinales se desarrolla durante varias fases tectónicas (Bandy, 1970). (Ver Fig.14).

Por otra parte, el mapa geológico de Colombia (Ingeominas, 1976) indica un movimiento post Oligoceno medio para la falla del Atrato que bordea la cuenca al oriente. En la carretera Quibdó-Bolívar esta falla parece recubierta por sedimentos recientes aunque se nota claramente en la morfología.

Los movimientos tectónicos cenozoicos han sido probablemente precedidos por una importante tectónica pre-Eocena ya que Toussaint y Restrepo (1976) consideran que esta zona ha sido una fosa de subducción activa desde el Albiano hasta el Paleoceno.

Sin embargo esta tectónica antigua está aparentemente totalmente escondida debajo de los sedimentos cenozoicos que rellenan la fosa cuando cesó la subducción. En esa hipótesis los movimientos terciarios medio de la falla del Atrato podrían solamente representar removilización de una falla más antigua.

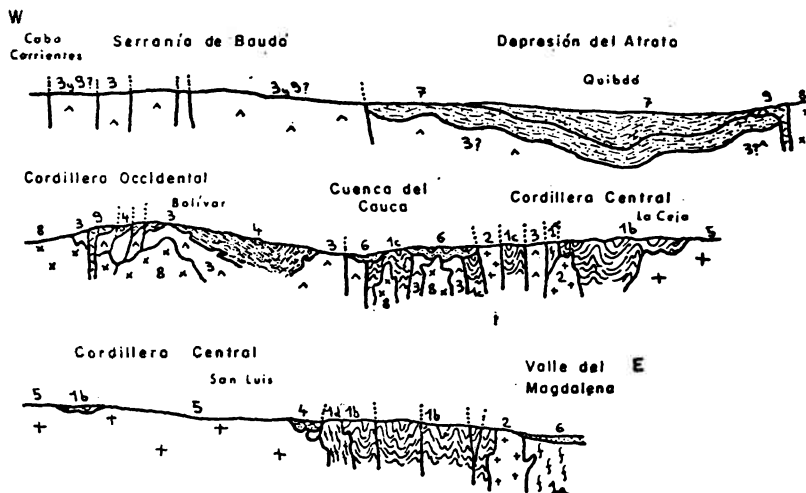


Fig. 14 - Corte geológico esquemático del Occidente Colombiano en las cercanías de la latitud 6° N

- |  |   |
|--|---|
| 1 - Complejo metamórfico                             | 4 - Sedimentos marinos cretáceos                          |
| 1a - Rocas precámbricas                              | 5 - Batolito tonalítico cretáceo tardío                   |
| 1b - Rocas metamórficas de baja presión paleozoicas  | 6 - Sedimentos continentales cenozoicos                   |
| 1c - Rocas metamórficas de media presión cretáceas   | 7 - Sedimentos marinos cenozoicos                         |
| 1d - Neíses intrusivos paleozoicos                   | 8 - Batolitos tonalíticos y Stocks andesíticos cenozoicos |
| 2 - Plutones cuarzo dioríticos triásicos y jurásicos | 9 - Basaltos cenozoicos tardíos.                          |
| 3 - Rocas principalmente básicas cretáceas           |   |

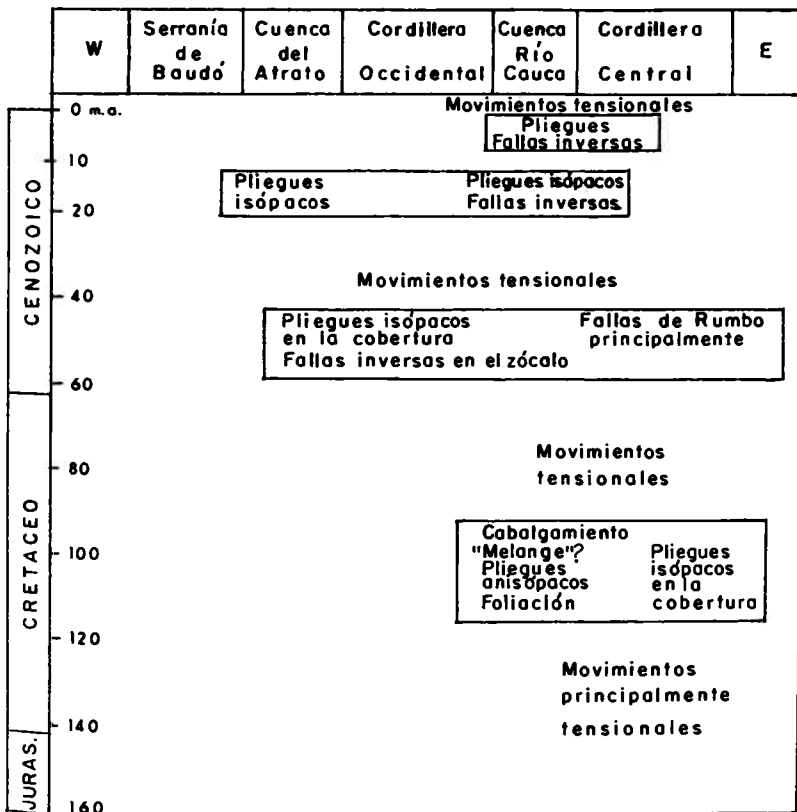


Fig. 15. \_ Tabla de los principales movimientos tectónicos durante el Mesozoico y el Cenozoico





## ASPECTOS GEOTECTONICOS

### A.- Aspectos geofísicos.

Pocos trabajos geofísicos se han publicado sobre la parte septentrional del Occidente Colombiano. El mapa sísmico de Colombia y los boletines emitidos por el Instituto de los Andes Colombianos presentan los focos de los principales terremotos de esta región (ver mapa No.16).

La casi totalidad de los eventos sísmicos en la región estudiada aquí tienen sus hipocentros localizados a una profundidad inferior a 70 Kms. Los eventos más profundos son bastante comunes un poco al sur de esta región pero no se producen en la parte septentrional del Occidente Colombiano. Esta diferencia entre las partes norte y central parece un rasgo geotectónico importante que podría tener su origen en las posiciones distintas de las placas en esta zona.

Un importante trabajo sobre la gravimetría de las Cordilleras Occidental y Central al nivel de Antioquia fue publicado por Case y otros (1971) y, en la espera de los resultados de los estudios sísmicos realizados en el marco del proyecto Nariño III, constituye el aporte más importante para

el conocimiento de la naturaleza y posición de la corteza en esta región. (Ver Fig.17).

El modelo elaborado a la altura de la carretera Quibdó-Medellín supone un espesor aproximado de 20 a 25 Kms. para una corteza de tipo oceánico localizada al occidente de Carmen de Atrato y un espesor de alrededor de 30 Kms. para la corteza de tipo continental al oriente de esta población.

Los rasgos más importantes del mapa de anomalías de Bouguer están representados por marcadas anomalías altas en la Serranía de Baudó (hasta 135 mgl) y en la parte occidental de la Cordillera Occidental (hasta 75 mgl) y por anomalías negativas en la cuenca del Atrato y en la Cordillera Central.

La anomalía positiva en la Serranía de Baudó se interpreta como un levantamiento de material oceánico pesado lo que parece suponer una estructura de tipo horst para esta Serranía. Al contrario la anomalía negativa de la cuenca del Atrato - San Juan se interpreta como una estructura de tipo graben.

El muy característico alto gravimétrico del oeste de la Cordillera Occidental, cuya prolongación

hasta el sistema panameño al norte y hasta el Golfo de Guayaquil al sur, ha sido interpretado por Case y otros (1971) como indicativo de la presencia de un basamento de naturaleza oceánica debajo del "Alto" y al oeste de éste aunque también se podría admitir un espesor mínimo de rocas de tipo continental. El límite entre la corteza de tipo oceánico y la de tipo continental sería situado al borde oriental del "Alto" gravimétrico. Además los autores anotan que el límite corresponde en general al sistema de fallas Cauca-Romeral. Debemos anotar que esta última conclusión, si bien parece ser cierta al nivel de las partes central y meridional de la Cordillera Occidental no es tan obvia a la altura de Antioquia. En efecto el borde oriental del "Alto" está situado aproximadamente en Carmen de Atrato (Chocó) en una posición mucho más occidental que el sistema de falla Cauca-Romeral. Este alejamiento del Alto gravimétrico por relación a la Cordillera Central en su parte septentrional podría ser el índice de un cambio fundamental del punto de vista paleotectónico entre el norte y el centro del occidente colombiano aunque no se puede precisar más en la actualidad. De todos modos, a lo largo del perfil Quibdó-Medellín el sistema de falla Cauca-Romeral que geológicamente marca un cambio importante, no se registra por gravimetría. Este fenómeno po-

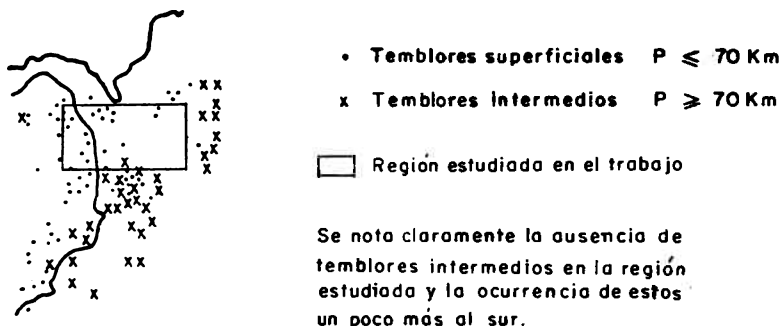


Fig. 16 - Localización de los temblores

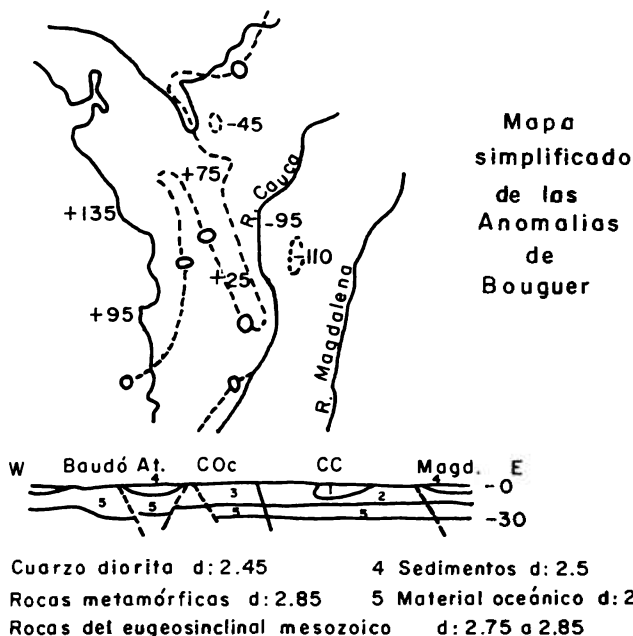


Fig. 17 - Estructura de la corteza, según Case y otros

dría ser debido a la presencia de numerosas intrusiones cenozóicas (plutón de Bolívar, porfidos andesíticos del Cauca) que harían continentalizado parcialmente la Cordillera Occidental.

Case y otros (1971) propone una interpretación muy interesante para el "Alto" considerando como un ridge o un arco insular oceánico, posiblemente parte del sistema panameño, que habría derivado hacia el oriente para colisionar durante el Terciario contra el borde continental. Como se discutirá en los capítulos siguientes esta idea fué aceptada, aunque con varias matrices, por diversos autores (por ejemplo: Toussaint y Restrepo, 1974; Arias y Caballero, 1978).

La reciente publicación del mapa geológico de Colombia (Arango y otros, 1976) y su comparación con el mapa gravimétrico de Case y otros (1971), permite anotar la correspondencia en el espacio entre el Alto gravimétrico y el cinturón magmático intermedio a ácido formado esencialmente en la región por los Batolitos de Mandé y de Bolívar de edad cenozóica. Además el cinturón magmático sigue también por Panamá. Por lo tanto, parece factible la hipótesis según la cual se considera que el basamento de tipo oceánico y de probable edad

cretácea fué levantado por la intrusión de los Batolitos cenozóicos. Este levantamiento se habría, en consecuencia, producido in situ. Las observaciones geológicas a lo largo de la carretera Quibdó-Bolombolo parecen apoyar esta hipótesis en el sentido de que rocas básicas que podrían pertenecer al basamento se encuentran en la parte más alta de la cordillera, en posición de cresta de un anticlinal amplio que parece moldear el Batolito de Bolívar (ver capítulo anterior).

Es de anotar también que se postula en el modelo elaborado por Case y otros (1971) un espesor de 15 Kms. de rocas del eugeosinclinal cretáceo que corresponde a los sedimentos del Grupo Cañasgordas. No hay duda de que el espesor postulado en el modelo es demasiado grande ya que sólo afloran en la carretera las rocas que constituyen parte inferior de la secuencia sedimentaria la cual en esta región no debe tener más de dos a tres Kms. de espesor. Sin embargo la presencia del Batolito de Bolívar y otros cuerpos ácidos podrían compensar del punto de vista de la densidad la equivocación en la apreciación del espesor de los sedimentos.

En la Cordillera Central, las anomalías son siempre negativas aunque más altas en los encajantes

del Batolito Antioqueño constituidos al oeste principalmente por anfibolitas y al este por rocas metamórficas.

En lo que se refiere a la falla de Palestina, Case y otros (1971) anota que no se registra cambio gravimétrico entre uno y otro lado de la falla lo que comprobaría el débil desplazamiento vertical. Al contrario la falla que limita al occidente la depresión de Magdalena se registra por una baja de las anomalías corroborando así la estructura de semi-graben de esta región.

Aunque se puede discutir algunas interpretaciones, el modelo presentado por Case y otros (1971) permitió aclarar ampliamente la estructura de la corteza de esta parte del Occidente Colombiano. La interpretación geotectónica del "Alto" gravimétrico de la Cordillera Occidental queda problemática así como la definición más precisa del límite entre la corteza continental y la oceánica. Sin embargo este trabajo será seguramente complicado por los fenómenos de continentalización reciente en la Cordillera Occidental. Los resultados de los experimentos sísmicos realizados durante el programa "Nariño III" debería permitir precisar, entre otros, estos puntos.

## B.- Los grandes rasgos de la evolución geotectónica.

En este capítulo vamos a tratar de presentar esquemáticamente la evolución de la parte septentrional del Occidente Colombiano en función de los movimientos de las placas que actuaron en esta región.

Buscaremos por eso recalcar las semejanzas y diferencias que se presentan entre las principales interpretaciones propuestas hasta la fecha. Pocos trabajos han sido enfocados en la elaboración de modelos evolutivos de esta región en función de la tectónica de placas.

Case y otros (1971) acompañan sus estudios gravimétricos de una hipótesis genética y Estrada (1972) presenta el primer trabajo interpretativo del conjunto andino colombiano en función de posibles movimientos de placas. Restrepo y Toussaint, a partir de 1973, publican varios trabajos con este enfoque y recientemente Barrero (1977) propone un modelo de la evolución de la parte central de la Cordillera Occidental.

Presentaremos aquí las principales ideas de estos autores aunque también se incluirá varios elemen-



tos nuevos al "rompecabeza" geológico constituido por esta parte de los Andes.

Como lo indicamos en los capítulos anteriores las características de las principales tectogénesis son distintas en función de la posición en el espacio y en el tiempo de cada una de éstas. Por eso es necesario buscar para cada evento cuales son los dominios geológicos que actúan y de que manera actúan. Cada tectogénesis tiene su estilo propio; además no afecta jamás todo el conjunto de la cadena sino que tiene una localización bastante precisa en el espacio.

Cada cordillera es el resultado de una serie de eventos superpuestos. Por eso no se podrá atribuir una sola edad ni definir un solo estilo tectónico a ninguna de ella.

Los modelos que se presentan a continuación buscan estar en acuerdo con los datos geológicos conocidos en la actualidad aunque son seguramente demasiado sintéticos para explicar los múltiples aspectos de la evolución de la parte septentrional del Occidente Colombiano.

Obviamente ninguno de los modelos son definitivos y por supuesto están sujetos a múltiples modifica-

ciones a medida que el conocimiento científico va-  
ya mejorando.

- 1.- Problemas presentados para interpretar la  
evolución premesozóica.

Para empezar el estudio de la evolución de esta  
región es necesario plantear una serie de proble-  
mas que se presentan debidos a la presencia de  
afloramientos de zócalo precámbrico en ambos la-  
dos de la Cordillera Central.

Las principales ideas que se indican al respecto  
han sido presentadas en dos trabajos recientes  
(Restrepo y Toussaint, 1978 y Toussaint y Restre-  
po, 1978).

La existencia de rocas precámbricas en el borde  
occidental de la Cordillera Central nos plantea  
varios interrogantes sobre la naturaleza del ba-  
samento de esta cordillera y sobre las posibles  
paleogeografías de esta zona antes del Mesozóico.

Aquí vamos a presentar sólo algunas de las posi-  
bilidades de interpretación aunque nuestro propó-  
sito es más de indicar problemas que de proponer  
soluciones:

Se puede reunir las hipótesis en dos grandes grupos que postulan el uno la autoctonia de las rocas precámbricas del flanco occidental de la Cordillera Central por relación al Escudo de Guayana y el otro su aloctonia. (Ver Fig.18).

En las hipótesis de autotocnia, las rocas precámbricas más occidentales pertenecerían al basamento precámbrico suramericano el cual sería así continuo desde la depresión del Río Cauca hasta el Escudo. Esta situación implicaría la ausencia de crecimiento continental desde el Precámbrico cuando se formaron las anfibolitas de Caldas, las de Sucre y el Neis de La Miel hasta el Cretáceo tardío cuando se unió al continente la Cordillera Occidental. Esta hipótesis no es compatible con las ideas de varios autores, por ejemplo Echeverría, 1973 y Toussaint y Restrepo, 1976, quienes postulan un paleofondo oceánico para la Cordillera Central durante el Paleozóico. Al contrario está en acuerdo con la hipótesis de Estrada (1972) quien representa el zócalo precámbrico continuo desde el Escudo hasta el Valle del Cauca.

Anotamos también que, en la hipótesis de un basamento precámbrico continuo desde el valle del Río Cauca hasta el Escudo, la cadena paleozóica sería de tipo supracontinental. De lo que se co-

noce en la actualidad, me parece que las características observadas en esta cadena no son muy compatibles con esta hipótesis, principalmente en lo que se refiere al intenso metamorfismo y al tectonismo agudo que presenta la cadena en Colombia.

También se puede considerar que las rocas precámbricas más occidentales constituyen un pequeño microcraton separado del Escudo durante un movimiento de "rifting".

En la cuenca formada entre los dos bloques precámbricos se habrían depositado sedimentos sobre un fondo de naturaleza oceánica. Posteriormente este conjunto se habría metamorfoseado a anfibolitas y metasedimentos del Grupo Ayurá-Montebello. La edad de la depositación no se conoce pudiendo haber empezado durante el Precámbrico aunque también pudo ser exclusivamente de edad paleozóica.

Sobre el bloque precámbrico oriental se habrían depositado los sedimentos ordovicianos de La Cristalina. El problema de la edad del metamorfismo paleozóico que permitió la formación de por lo menos una parte de los Grupos Ayurá-Montebello y Valdivia se discutió en la primera parte del tra-

bajo y no parece conveniente reiterarlo aquí (ver p.33).

El segundo grupo de hipótesis consiste en admitir que las rocas precámbricas occidentales se formaron en otro lugar para luego ser transportadas a su posición actual.

Este fenómeno se puede producir por importantes movimientos a lo largo de grandes fallas de rumbo tal como las del sistema Cauca-Romeral. En este caso las rocas precámbricas provendrían del norte o del sur sin que por el momento podamos dar mayores precisiones.

Una hipótesis muy interesante consiste en admitir que las rocas precámbricas occidentales habrían pertenecido originalmente a un continente o a un microcontinente el cual habría colisionado luego con Suramérica. Varios autores, por ejemplo Walper y Rowett (1972) y Toussaint y Restrepo (1976) suponen una colisión entre Norte y Suramérica y en particular entre la parte mejicana del continente Norte americano y la parte noroccidental del Suramericano durante el Paleozóico.

En el marco de esta hipótesis las rocas precám-

bricas occidentales habrían pertenecido a Norteamérica para luego pegarse a Suramérica durante la colisión.

Una hipótesis similar consiste en admitir que sería un microcontinente, separado de Norteamérica (?) el que habría colisionado con Suramérica para agregarse a ésta.

La colisión habría sido la principal causa de la tectogénesis paleozóica caracterizada por la formación de gran parte de las rocas metamórficas de la Cordillera Central.

Como se indicó en la primera parte de este trabajo los datos disponibles en la actualidad apoyan más una edad herciniana para el metamorfismo que una edad caledoniana aunque realmente no hay fuertes evidencias al respecto.

Las características de la cadena paleozóica y en particular la intensidad del metamorfismo regional y la incorporación a la cadena de un paleofondo oceánico representado por las ortoanfibolitas de la base del Grupo Ayurá Montebello, si realmente éstas son paleozóicas (?), parece más en favor de una cadena paleozóica de tipo geosinclinal según la terminología de Aubouin (1972).

Además, parece que del punto de vista paleontológico, las faunas de Norteamérica y Suramérica se asemejan de más en más a partir del Devónico lo que favorece la hipótesis de un acercamiento entre los dos continentes durante el herciniano. (com. oral, Benedetto, 1978).

Una nueva hipótesis, introducida en la primera parte del trabajo, considera la posibilidad de que el volcanismo contemporáneo de la sedimentación de las rocas que formarían luego los metasedimentos del Grupo Ayurá Montebello sea el producto de la actividad de un arco insular. Este arco podría ser el resultado del desarrollo de una subducción la cual sería una consecuencia del acercamiento entre los continentes norte y suramericano. En esta hipótesis las anfibolitas de Medellín podrían representar también el magmatismo básico del arco insular suprasimico. La tectogénesis herciniana podría en consecuencia ser además considerada como debida a la colisión del Arco con el continente.

Así parece que la Cordillera Central paleozóica es más bien de tipo geosinclinal. En este caso es de anotar que esta cadena sería similar a los Apalaches, tratándose probablemente de la misma cadena que se desarrolló desde Europa hasta Sura-

mérica septentrional (Estrada, 1972 y Toussaint y Restrepo, 1976).

En la hipótesis de una colisión entre Norteamérica y Suramérica la separación entre estos dos continentes se habría producido como consecuencia de la actividad de un rift localizado en el borde occidental de la Cordillera Central.

De todo modo cualquier sea la verdadera interpretación de las paleogeografías sucesivas durante el precámbrico y el Paleozóico, la situación a comienzo del Mesozóico presenta al oriente una masa continentalizada constituida por la Cordillera Central y al occidente un fondo de naturaleza oceánica que podría corresponder al Paleocaribe o al Pacífico.

## 2.- Las interpretaciones de la evolución geotectónica durante el Mesozóico y el Cenozóico.

### a.- Evolución durante el Jurásico.

El primer evento importante documentado durante el Mesozóico es la formación de un cinturón magmático compuesto predominantemente por los cuerpos localizados en el flanco oriental de la Cordillera Central y por el Batolito de Sonsón.





Este magmatismo no parece acompañado de metamorfismo regional.

Según Toussaint y Restrepo (1974 y 1976), es de suponer la actividad de una zona de subducción que habría permitido la generación de las magmas. Esta subducción estaba localizada posiblemente a cierta distancia del frente volcánico, al límite entre el dominio continental y el dominio oceánico o sea al este de la futura Cordillera Occidental.

En la parte central del Occidente Colombiano, Barrero (1977) supone también la actividad de una subducción localizada en el Valle del Río Cauca para explicar la intrusión del Batolito de Ibagué.

Para Toussaint y Restrepo (1976) parece que la compresión que tenía lugar al nivel de la fosa localizada entre los dominios oceánicos y continental no se transmitió a las partes central y oriental de la Cordillera Central ya que a ese momento se registra allí principalmente fenómenos tensionales. Esta tensión sería una consecuencia de un abombamiento general del borde continental. Además, sobre el bloque continental se depositan localmente los sedimentos de plataforma que constituyen la Formación Valle Alto.

Debemos anotar que durante el Jurásico la subducción parece tener lugar al borde de la Cordillera Central, tal vez en la zona del Río Cauca, y que por lo tanto no se habría producido ningún acrecimiento continental. Esta característica así como las indicadas antes aproximan esta parte de los Andes Colombianos a una cadena liminar tal como los Andes Peruanos (Toussaint y Restrepo, 1976).

Por su parte, Estrada (1972) considera que durante el jurásico se depositan los sedimentos del Grupo Dagua en la Cordillera Occidental y los grupos Valdivia y Cajamarca en la Cordillera Central. El autor indica que no existe evidencia de la presencia de una fosa de subducción activa a ese momento.

#### b.- Evolución durante el Cretáceo.

El Cretáceo es un período muy complejo en el Occidente Colombiano lo que explica las grandes divergencias y los cambios de opinión de los diversos autores. También, en gran parte porque es durante este período que la región va a adquirir algunos de sus rasgos esenciales, los investigadores han multiplicado los intentos para buscar dar una explicación a su evolución geológica en función de los movimientos de las placas. Sin embargo, has-

ta la fecha, ninguno de estos modelos evolutivos es realmente satisfactorio aunque varios dan cuenta de un gran número de fenómenos.

El esquema elaborado por Case y otros (1971) en base a los pocos datos geológicos disponibles al principio de esta década y a los estudios gravimétricos adelantados por estos autores, suponen una zona de subducción localizada en la Cordillera Occidental siendo la Falla de Romeral el borde oriental de la Fosa. Esta Cordillera constituiría un dominio de tipo eugeosinclinal a ese momento. El "Alto" gravimétrico situado al oeste de la Cordillera Occidental es interpretado como un "ridge" o como un arco de islas oceánicas posiblemente relacionado con el sistema panameno. Este relieve oceánico se habría formado en el Pacífico para después derivar hacia el oriente y colisionar a principio del Terciario con la parte noroccidental del continente suramericano o sea con el dominio eugeosinclinal de la Cordillera Occidental. La colisión habría producido el salto de la zona de subducción desde la parte oriental de la Cordillera Occidental hasta la Fosa del Atrato.

Para Estrada (1972) el sistema de Fallas Cauca-Romeral representaría la zona de subducción cretácica la cual habría permitido en la Cordillera

Central la formación de un arco magmático caracterizado por el Batolito Antioqueño.

El volcanismo básico submarino de la Cordillera Occidental es considerado como el resultado de la actividad de un "rift" in situ.

Por otra parte, en el Océano Pacífico, se formaría un arco de isla que iría acercándose progresivamente del continente. Este arco estaría representado hoy en día por las rocas básicas del Flanco Occidental de la Cordillera Occidental.

Para Restrepo y Toussaint (1973 y 1974) la margen continental estaría inactiva durante buena parte del Cretáceo temprano. Una transgresión importante tuvo lugar sobre la Cordillera Central y permitió una sedimentación de tipo miogeosinclinal entre el Barremiano y el Albiano. Estos sedimentos se encontrarían hoy en día en Berlín, San Luis y en las Formaciones Abejorral y La Soledad.

Durante el Aptiano-Albiano se habría producido un cabalgamiento, de occidente a oriente, del Complejo Ofiolítico del Cauca sobre el basamento oceánico y los sedimentos de la Cordillera Occidental (Grupo Cañasgordas) y sobre el basamento continental de la Cordillera Central. Luego se habría

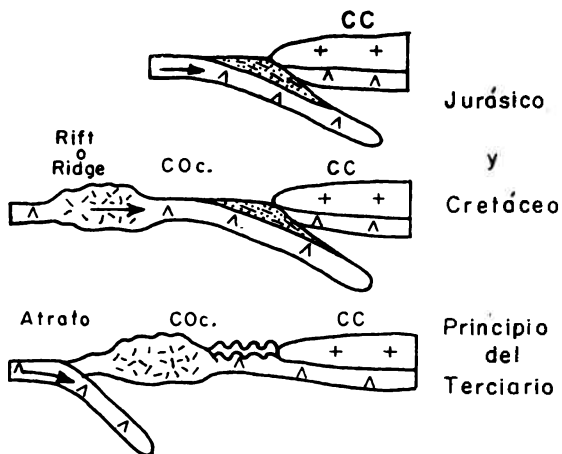


Fig. 19a — Posible evolución del Occidente Colombiano durante el Mesozoico. Según Case y otros (1971)

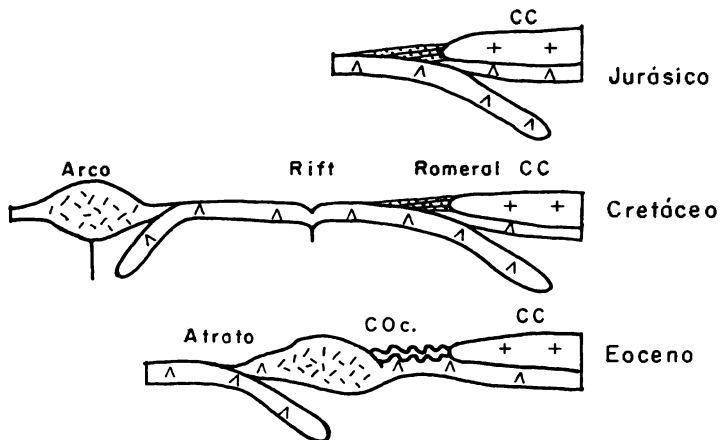


Fig. 19b — Posible evolución del Occidente Colombiano durante el Mesozoico y principio del Cenozoico Según Estrada (1971)

formado una zona de subducción en la paleofosa del Atrato. Esta subducción habría permitido la generación de los plutones y batolitos de la Cordillera Central durante el Cretáceo tardío (Batolito Antioqueño por ejemplo).

Dos diferencias fundamentales se notan por relación a los modelos de Case y otros (1971) y de Estrada (1972). En primer lugar, se busca explicar el emplazamiento de las ofiolitas del Occidente Colombiano por medio de una obducción la cual se habría producido al final del Cretáceo temprano y en segundo lugar se supone una zona de subducción localizada en la paleofosa del Atrato durante el Cretáceo tardío y no en la región del sistema de Falla Cauca-Romeral.

En 1974, Toussaint y Restrepo proponen un análisis más completo de la evolución del Occidente Colombiano desde el Paleozóico temprano hasta el Pliocuaternario. Para el Cretáceo agregan al modelo anterior las posibilidades de que parte de las rocas básicas cabalgadas sean de tipo arco insular y que la subducción haya empezado al mismo tiempo que la obducción.

Estos mismos autores modifican (1976) varios aspectos de los modelos anteriores y formulan nue-

vos conceptos. Los cambios más importantes son los siguientes:

- No se considera más una margen continental inactiva durante el Cretáceo temprano ya que Barrero y Vesga (1976) descubrieron varios plutones de esta edad en el flanco oriental de la Cordillera Central. Se supone, por lo tanto que la subducción jurásica haya seguido activa hasta el Aptiano a fin de explicar la generación de estos plutones orientales (por ejemplo, el Complejo de Samaná).
  
- El manto de material oceánico cabalgaría sobre el borde occidental de la Cordillera Central pero no encima de los sedimentos cretáceos de la Cordillera Occidental. Estos sedimentos (Grupo Cañasgordas) se habrían depositado encima de una corteza oceánica cretácea temprana antes y después de la obducción. Para cambiar de opinión los autores se basan en la edad de los sedimentos del Grupo Cañasgordas y en la edad de las rocas básicas del flanco oriental de la Cordillera Occidental, las cuales parecen pertenecer a una secuencia distinta del Complejo Ofiolítico. Estas rocas básicas se agrupan en el "Arco de Altamira" que se habría generado in situ como consecuencia de la actividad de la subducción localizada en la Fosa del



## Atrato.

El cinturón magmático cretáceo tardío sería así representado por el Arco de Altamira en la Cordillera Occidental y el magmatismo tonalítico en la Cordillera Central.

- La fuerte compresión que se produjo durante el Albiano al límite entre los dominios continentales y oceánicos se habría traducido en particular por el desarrollo de un metamorfismo dinamotérmico de media presión el cual fué llamado Grupo Arquía. También la compresión se reflejó en el intenso plegamiento que afectó los sedimentos que se habían depositado sobre la Cordillera Central durante el Cretáceo temprano.

Recientemente Arias y Caballero (1978) propusieron una variante al modelo que considera una obducción de corteza oceánica sobre el borde occidental de la Cordillera Central. (Ver Fig.21).

Estos autores suponen que el "Arco de Altamira" se habría formado desde el Aptiano, a cierta distancia del continente dejando así una cuenca marginal entre ambos. El acercamiento entre el "Arco" y el continente habría comprimido el basamento oceánico de la cuenca marginal produciendo du-

rante el Albiano medio su obducción sobre el borde occidental de la Cordillera Central y permitiendo el desarrollo del metamorfismo del Grupo Arquía asociado al cabalgamiento.

Toussaint y Restrepo (1978) consideran como muy factible esta hipótesis la cual está aparentemente apoyada por los pocos datos radiométricos disponibles de las rocas básicas del flanco oriental de la Cordillera Occidental.

En este trabajo no vamos a presentar los numerosos aspectos del modelo presentado recientemente por Barrero (1977) para explicar la evolución de la parte central de la Cordillera Occidental ya que en este modelo se busca principalmente interpretar los grupos Dagua y Diabásico los cuales son en gran parte distintos de las unidades que se presentan en la parte septentrional de la Cordillera.

El autor supone la actividad de una zona de subducción activa desde el jurásico hasta el Turoniano-Coniaciano, en la región del Valle del Rio Cauca. A principio del Cretáceo tardío, en la parte convexa de la placa oceánica en subducción se formaría una zona tensional la cual permitía la emisión de las lavas básicas submarinas que constituyen el Grupo Diabásico. La cadena de volcanes

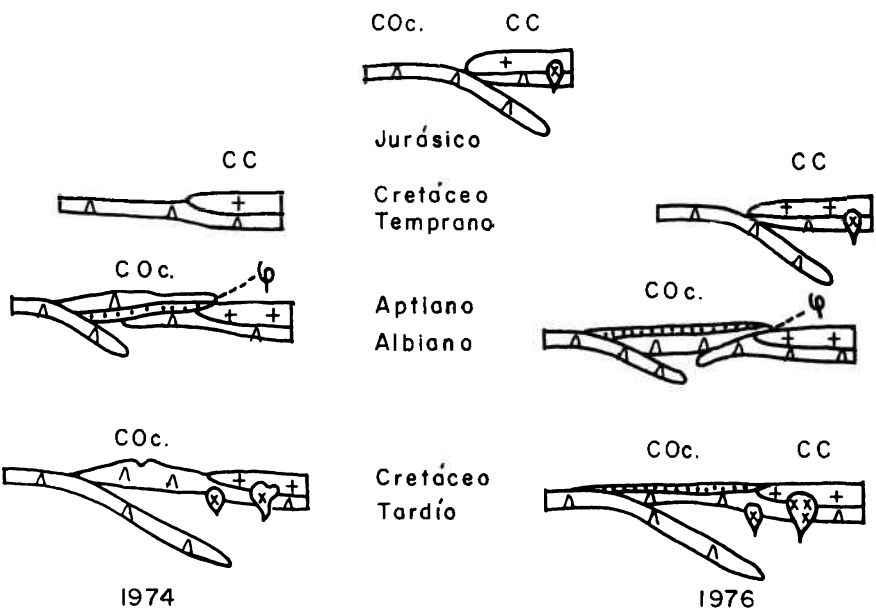


Fig. 20— Posibles evoluciones del Occidente Colombiano durante el Mesozoico. Según Restrepo y Toussaint (1974) Toussaint y Restrepo (1976)

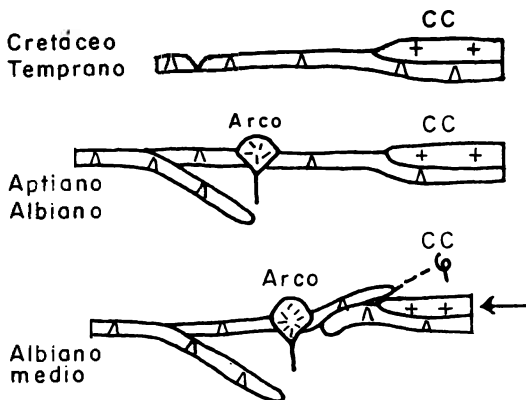


Fig. 21- Posible evolución del Occidente Colombiano durante el Cretáceo.  
Según Arias y Caballero, 1978

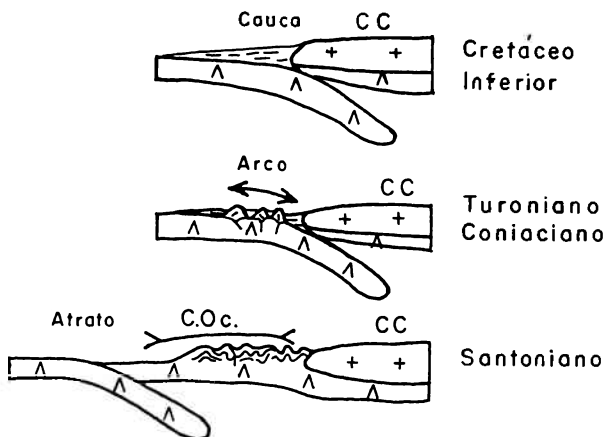


Fig. 22 - Posible evolución de la Cordillera Occidental durante el Cretáceo. Según Barrero (1977).

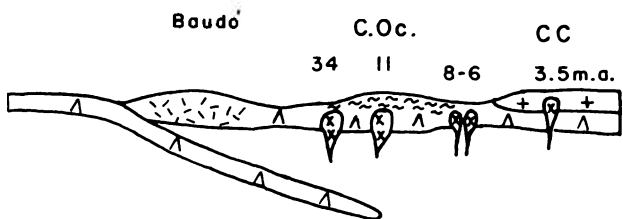


Fig. 23 – Posible situación del Occidente Colombiano durante el Cenozoico.

Según Taussaint y Restrepo, 1976 y 1978.

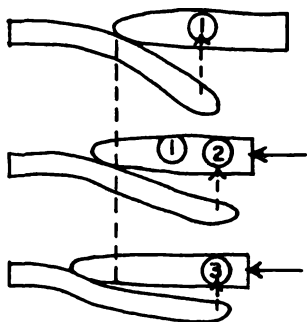


Fig. 24 – Posible explicación de la migración del magmatismo por cambio de buzamiento del plano de Benioff.

submarinos formaría un arco insular. Esta secuencia sería posterior a la parte inferior del Grupo Dagua (Formación Cisneros de edad cretácea temprana) y contemporánea con su parte superior (Formación Espinal de edad cretácea tardía).

A finales del Cretáceo tardío los Grupos Dagua y Diabásico sufren una fuerte fase tectónica acompañada de metamorfismo y se emplazan tectónicamente algunos complejos máficos y ultramáficos que se habían formado en reservorios magmáticos localizados debajo de los volcanes que forman el Grupo Diabásico. (Ver Fig.22).

La fase tectónica cretácea tardía permitiría el salto de la subducción desde la Fosa del Cauca hasta la fosa del Atrato-San Juan.

Anotamos aquí que la situación que se presenta en la parte central de la Cordillera Occidental y en particular la posición de las rocas básicas del Grupo Diabásico en parte suprayacentes y en parte intercaladas con las rocas del Grupo Dagua, no parece presentarse al norte. En efecto en la región septentrional las intercalaciones de rocas básicas con los sedimentos del Grupo Cañasgordas están limitados a la parte más inferior de éstas

y no se producen en el conjunto principal datado del Cretáceo tardío (Zuluaga y otros, 1978).

Por lo tanto las diferencias que se presentan en particular entre el modelo de Toussaint y Restrepo (1976) y el de Barrero (1977) son en parte debidas a la diferencia de naturaleza de los fenómenos observados aunque en lo que concierne la edad del salto de la zona de subducción desde el Cauca hasta el Atrato hay importantes diferencias de interpretación.

#### c.- Evolución durante el Cenozoico.

Para Case y otros (1971) la colisión de un ridge o de un arco cretáceo con la Cordillera Central se habría producido a principio del Terciario lo que habría implicado el salto de la zona de subducción desde el oriente de la Cordillera Occidental hasta la Fosa del Atrato. Esta depresión habría sido rellenada de una espesa sedimentación cenozoica. Al final del Terciario la subducción saltaría nuevamente hacia el occidente de la Serranía de Baudó.

Por su parte Estrada (1972) considera el Paleoceno como un período de calma tectónica y supone que durante el Eoceno el arco formado en el Pací-

fico habría colisionado con el continente incorporándose así a los Andes. Desde el Eoceno (?) hasta el Cuaternario, el magmatismo en la Cordillera Central estaría relacionado con una zona de subducción localizada en la depresión del Atrato.

Además no se considera la actividad de una subducción reciente al Occidente de la Serranía de Baudó aunque el autor supone una falla mayor con débil buzamiento hacia el Este y cuya traza superficial estaría localizada en esta región.

Para Toussaint y Restrepo (1976) el salto de la zona de subducción desde la fosa del Atrato hasta el Occidente de la Serranía de Baudó se habría producido al principio del Terciario. Como consecuencia de esta nueva subducción se desarrollaría un cinturón magmático en la Cordillera Occidental (Batolitos de Mandé y de Bolívar, plutón de Urrao) el cual tendría cierta tendencia a migrar desde el oeste de esta Cordillera hasta el eje de la Cordillera Central (Porfidos de La Pintada y de la Cordillera Central). El cambio de posición de la zona de subducción a principio del cenozoico sería aproximadamente contemporáneo del desarrollo de una importante fase tectónica caracterizada por la formación de grandes fallas de rum-



bo tales como las de Palestina y de Cauca-Romeral en la Cordillera Central y por el intenso plegamiento de los sedimentos del Grupo Cañasgordas en la Cordillera Occidental. (Ver Fig.23).

Esta fase tectónica podría ser causada por la colisión de la Serranía de Baudó con la Cordillera Occidental (Zuluaga y otros, 1978).

Las diversas fases tectónicas cenozoicas en particular las de edad miocena media y pliocuaternaria que afectan principalmente los sedimentos depositados en las cuencas del Atrato y del Cauca podrían ser una consecuencia de posibles cambios de inclinación del plano de Benioff y de rata de subducción (Toussaint y Restrepo, 1978).

C. A propósito de la organización de la cadena.

Después de presentar los principales modelos de evolución publicados hasta la fecha debemos buscar reconocer algunas de las características más importantes de la organización de esta parte de los Andes durante el Mesozoico y el Cenozoico.

1. Posición y edad de las subducciones sucesivas.

En primer lugar anotamos que todos los modelos in-

dican una sucesión de saltos de la zona de subducción hacia el Occidente. La depresión del Río Cauca, la Fosa del Atrato y el occidente cercano de la Serranía de Baudó son considerados como representativos de las paleofosas de subducción de más en más recientes.

Estos saltos permiten acrecimientos sucesivos del continente por incorporación de la Cordillera Occidental y luego de la Serranía de Baudó al sistema montañoso colombiano.

Sin embargo diferencias importantes aparecen en lo que concierne el rango de edad de la actividad de cada una de estas fosas de subducción. Así los modelos de Case y otros (1971) y de Estrada (1972) postulan la continuidad de la actividad de la subducción en la zona del Río Cauca, que incluye el sistema de Fallas Cauca-Romeral, durante el Cretáceo tardío mientras que los modelos de Restrepo y Toussaint consideran que esta zona fué activa sólomente hasta el Cretáceo temprano. Para estos últimos autores, durante el Cretáceo tardío y posiblemente desde el Albiano, la subducción habría tenido lugar en la depresión del Río Atrato.

La principal objección presentada por estos auto-

res en lo que concierne la hipótesis que postula una subducción en la zona del Río Cauca durante el Cretáceo tardío se basa en la distancia demasiado pequeña que se supone existir entre la traza de la zona de subducción y el frente volcánico siendo éste el límite del cinturón magmático más cercano a la fosa.

En efecto a título de ejemplo se puede constatar que el límite occidental del Batolito Antioqueño de edad cretácea tardía está localizado a sólo 5 Kms. de la Falla de Romeral la cual representaría el borde oriental de la fosa. También el Batolito de Altavista datado por Rb/Sr en 104 m.a. está localizado muy cerca del sistema de fallas de Romeral.

Se debe anotar que en general la distancia entre el frente volcánico y la fosa de subducción varía entre 80 y 250 a 300 Kms. siendo 80 Kms. un estricto mínimo y 150 Kms. un valor más o menos promedio para las subducciones actualmente en actividad en el mundo.

Como se ve la distancia mínima de 80 Kms. entre la fosa y el frente volcánico está lejos de ser

respetada en la hipótesis de una subducción de edad cretácea tardía en la zona del Cauca. Más bien se debería buscar la fosa de subducción que habría permitido el emplazamiento de los Batolitos Antioqueño y de Altavista en la paleofosa del Atrato.

Recientemente nuevos datos apoyaron la objeción presentada ya que se obtuvo una datación de 96 m.a. sobre el Batolito de Sabanalarga localizado en la cuenca del Río Cauca y más particularmente al occidente de la falla de Romeral.

En realidad la hipótesis de una subducción activa durante el Cretáceo tardío en la zona Cauca-Romeral no podría dar cuenta de la intrusión de este Batolito en la supuesta fosa ya que no se conoce, en ninguna parte del mundo, intrusiones de Batolitos en una zona de subducción activa. Habría que suponer, para resolver esta situación, un plano de Benioff vertical lo que no sería sin plantear numerosos problemas de orden mecánico.

Aunque no encaja directamente en este trabajo es de anotar que el modelo presentado por Barrero (1977) al sur de la zona estudiada aquí, postula también la actividad de una subducción en el Valle del Cauca por lo menos hasta el principio del

Coniaciano. Esta hipótesis está sujeta a las mismas objeciones que se presentaron para la zona norte. Así en el borde oriental de la supuesta zona de subducción se intruyó el Batolito de Buga durante el Albiano. Esta intrusión no se habría podido producir si la zona de subducción del Cauca había sido en actividad a ese momento.

El mismo tipo de argumento se podría utilizar para rechazar la hipótesis de la actividad de la subducción en la depresión del Atrato durante buena parte del Cenozoico. En efecto el Batolito de Mandé datado en 34 m.a. (Botero, 1975) se emplazó en el borde oriental de la supuesta fosa. Más bien la subducción que permitió generar este batolito debía estar localizada al Occidente de la Serranía de Baudó.

Por otra parte Case y otros (1971) suponen que el espesor importante de sedimentos cenozoicos acumulados en la depresión del Atrato era debido a que esta zona constituía a este momento una fosa de subducción en actividad. Podríamos preguntarnos si no es por el hecho de haber cesado la subducción que la depresión se rellenó totalmente de sedimentos los cuales, además, tienen características más bien de molasas depositadas en posición externa que de flysch sedimentados en posición in-

terna.

De todo modo el problema de la posición y edad de las paleozonas de subducción no se puede aislar del de la posición y edad de los cinturones magmáticos generados justamente como consecuencia de la actividad de estas zonas de subducción.

En realidad son más los cinturones magmáticos que se observan que las zonas de subducción (!). La posición de éstas, por lo tanto, se debe deducir de la posición de los plutones considerando para este fin que la distancia mínima entre la fosa y el frente volcánico mínima es de por lo menos 80 Kms. Esta distancia mínima es una consecuencia de las condiciones dinamo térmicas de estas mismas zonas de subducción.

## 2.- Migración de los cinturones magmáticos.

Los cinturones magmáticos sucesivos afectan zonas de más en más occidentales y más que todo los frentes volcánicos sucesivos se desplazan varias veces bruscamente hacia el occidente. Así durante el Jurásico el frente volcánico se localiza aproximadamente en el eje de la Cordillera Central, durante el Cretáceo tardío se sitúa al oriente de la Cordillera Occidental y durante el Cenozoico está

en el borde occidental de esta misma cordillera.

En la Figura No. 25 se presenta la posición de los cinturones magmáticos durante el Mesozoico y el Cenozoico. Se observa claramente los desplazamientos bruscos de posición hacia el oeste, al final del Cretáceo temprano y a principio del Terciario.

Estos saltos rápidos parecen corresponder a saltos bruscos en mismo sentido de las fosas de subducción. A la vez se incorpora a la cadena el dominio oceánico localizado entre la antigua y la nueva zona de subducción. Esta característica parece ser un rasgo importante de cadenas de tipo geosinclinal.

Sin embargo, cuando la posición de la zona de subducción es estable la localización de los diversos cuerpos ígneos que constituyen el cinturón magmático no parece fija sino que aparentemente muestra una cierta tendencia a migrar hacia el oriente. Por ejemplo, durante el Cretáceo, los primeros cuerpos intrusivos del cinturón, el Batolito de Altavista (104 m.a.) y el de Sabanalarga (97 m.a.) están localizados en o muy cerca del Valle del Cauca, luego el Batolito Antioqueño (80-69 m.a.) afecta toda la zona central de la Cordillera Central, finalmente el stock de Florencia (55 m.a.) se emplaza al oriente de esta misma cordillera.

Un fenómeno similar se produce para el cinturón cenozóico con las primeras manifestaciones situadas al occidente de la Cordillera Occidental y las últimas en el eje de la Cordillera Central.

Estas observaciones, basadas en un número de dataciones radiométricas relativamente limitado pero bastante bien localizadas necesitaría ser confirmadas por nuevos datos. Sin embargo, si esta tendencia a la migración hacia el oriente se confirma, tendríamos una característica esencial de las relaciones entre la subducción y el magmatismo.

Podemos suponer que la migración sería el resultado de un cambio progresivo del buzamiento del plano de Benioff que se pondría en una posición de más en más horizontal. Tal vez este cambio podría explicarse por el movimiento del bloque continental hacia la fosa, obligando así el plano de Benioff a cambiar de posición (ver Fig.No.24). Si este proceso se revela exacto tendríamos en un caso límite, el plano de Benioff "pegado" contra la base de la placa continental lo que probablemente paralizaría el mecanismo de generación de magmas. El conjunto recobraría su movimiento normal con el desarrollo de un nuevo plano de Benioff.



De todo modo, cualquier sea la interpretación del fenómeno parece que esta migración hacia el oriente se produce, en la parte septentrional del Occidente Colombiano durante lo que podemos llamar el "ciclo magmático" Cretáceo tardío-terciario y el "ciclo magmático" terciario-cuaternario. El caso de la migración dentro del ciclo jurásico-cretáceo temprano es menos claro aunque también este fenómeno parece producirse.

En conclusión, parece que habrían dos tipos fundamentales de migraciones:

- Una migración general brusca de los cinturones hacia el Occidente, como consecuencia de los saltos sucesivos de las zonas de subducción.
- Una migración restringida, progresiva hacia el oriente dentro de cada uno de los cinturones.

### 3.- Origen de las rocas volcánicas básicas.

Un problema importante se plantea debido a la dificultad que presenta el reconocimiento del origen de las rocas volcánicas básicas de la Cordillera Occidental y del borde oeste de la Cordillera Central.

Case y otros (1971), Estrada (1972) y Restrepo y Toussaint (1973) se acuerdan en admitir que las rocas básicas y ultrabásicas de la zona oriental del Rfo Cauca se formaron en un "Rift" oceánico y que este conjunto representaría una paleocorteza oceánica.

Para Case y otros (1971) y Estrada (1972) las rocas básicas del Occidente de la Cordillera Occidental representarían un "ridge" o un arco insular mientras que para Toussaint y Restrepo (1976) sería la parte oriental de esta Cordillera que representaría un arco básico incipiente (Arco de Altamira).

En ausencia de análisis químicos detallados no se puede reconocer y diferenciar fácilmente las rocas básicas generadas en un rift oceánico de las generadas en un arco insular incipiente. Las discusiones que se presentan actualmente entre los mejores especialistas en la materia muestran claramente las dificultades que se presentan para reconocer uno de otro origen.

En la parte central de la Cordillera Occidental, Barrero (1977) supone que el Grupo Diabásico se generó en un ambiente de arco insular. Sin embar-

go el término "Arco" utilizado por el autor presta a confusión ya que no corresponde a lo que comúnmente se llama Arco, es decir un cinturón magmático formado como consecuencia de la subducción de una placa oceánica (por ejemplo los arcos insulares pacíficos). Tal como lo supone este autor el arco constituido por las rocas básicas del Grupo Diabásico se formaría como resultado de una tensión que afectaría la parte superior de la placa oceánica justo antes de subducir.

Nos podemos preguntar al respecto si los análisis químicos de rocas generadas de esta manera no serían más similares a los de un "Rift" o de un "Ridge" que a los de "Arcos insulares".

Por otra parte la formación de una cadena volcánica del lado oceánico de la fosa entrenaría posiblemente el bloqueo rápido de la subducción que saltaría del otro lado del "Arco".

Por otra parte el problema del emplazamiento de las rocas de los supuestos arcos constituye otro punto de desacuerdo entre los autores.

Case y otros (1971), Estrada (1972) y Toussaint y Restrepo (1974) suponen que un arco formado en el

Pacífico se habría pegado luego a la Cordillera Occidental. Los últimos autores suponían además un cabalgamiento de las rocas básicas (corteza oceánica en 1973 y arco insular en 1974) sobre los sedimentos del Grupo Cañasgordas. Luego cambian de opinión y admiten que el Grupo Cañasgordas suprayace las rocas básicas de la corteza oceánica que formaría así el basamento de la Cordillera Occidental. En el flanco oriental de esta cordillera se habría desarrollado, in situ, un arco básico incipiente llamado "Arco de Altamira".

Arias y Caballero (1978) proponen una hipótesis que admite un desplazamiento del Arco de Altamira el cual habría colisionado al final del Albiano con la Cordillera Central. Esta hipótesis está en parte aceptada por Toussaint y Restrepo (1978).

En la zona central de la Cordillera Occidental, Barrero (1977) supone que el "Arco" al cual corresponde el Grupo Diabásico se formó in situ.

Como se nota claramente, en la ausencia de datos geoquímicos y de datos tectónicos precisos, las numerosas hipótesis emitidas titubean para atribuir a las rocas básicas volcánicas un origen de corteza oceánica o de arco insular incipiente.

Por otra parte en las hipótesis que suponen un ambiente de Arco, se supone éste in situ o aloctono. De todo modo no se resolverá este problema sin la obtención de nuevos datos que permitan un diagnóstico más argumentado.

Un problema similar se presenta para las rocas básicas volcánicas del flanco occidental de la Cordillera Central. En efecto estas rocas pueden pertenecer al Conjunto Ofiolítico del Cauca el cual sería aloctono según Restrepo y Toussaint (1973). Sin embargo una parte o la totalidad de éstas podrían muy bien pertenecer a un arco volcánico. Este arco podría ser el mismo Arco de Altamira o tener un origen similar. Realmente no existe en la actualidad argumentos decisivos en favor de una u otra hipótesis. La atribución al Complejo Ofiolítico del Cauca se basa en la suposición de un comagmatismo de las rocas volcánicas básicas con las rocas ultrabásicas pero la atribución a un arco implicaría dos orígenes distintos para estos dos tipos de rocas ya que en un arco insular parece que no se genera rocas ultrabásicas.

En resumen las rocas volcánicas básicas del borde occidental de la Cordillera Central podrían pertenecer a una corteza oceánica, a un arco incipien-

te desarrollado in situ o a un arco aloctono.

Anotamos además que los muy pocos datos de edades radiométricas y de edades paleontológicas indican edades jurásica y cretácea más temprana para un gabro y una diorita que pertenecería al Complejo Ofiolítico mientras que indican edades aptianas y albianas para las rocas volcánicas básicas. Estos resultados provisionales no están muy en favor de un comagmatismo sino más bien de la presencia de dos secuencias distintas.

#### 4.- Origen de algunos fenómenos tensionales.

Si bien una de las consecuencias más características de la actividad de una zona de subducción es la formación de un cinturón magmático localizado a cierta distancia de la fosa, es también interesante recalcar las relaciones que presentan una subducción activa con el tectonismo tensional que se produce al nivel del cinturón magmático.

En diversos momentos de la historia geológica del norte del Occidente Colombiano, en particular durante el Jurásico, el Cretáceo tardío y el Cenozoico, observamos el desarrollo de fenómenos tensionales del lado externo de la cadena.

Es muy probable que la formación de fallas de tipo normal sea una consecuencia directa de la actividad de la subducción. En efecto parece que la compresión que tiene lugar al límite entre las dos placas o sea al frente del bloque continental se traduce por un abombamiento regional de éste el cual permite la formación de grabenes tensionales en su parte superior.

La formación de una fosa tensional detrás o en la posición del cinturón magmático parece ser bastante común en la evolución de los arcos insulares y de las cadenas liminares. Dubois y otros (1975) presentaron al respecto varios mecanismos que relacionan la subducción con la apertura de una cuenca tensional en posición externa. En algunos casos la fosa se puede abrir totalmente formando así una cuenca marginal cuyo fondo es de naturaleza oceánica.

En la parte septentrional del Occidente Colombiano estos fenómenos parecen desarrollarse sólo cuando la posición de la subducción es estable. Así durante el Jurásico, cuando la subducción está probablemente localizada en la región del Cauca, se forma la depresión del Magdalena separada de la Cordillera Central por una importante falla

normal. Durante el Cretáceo tardío se producen los grabenes y semigrabenes de San Luis, Abejorral, Río Necchi y Segovia por ejemplo siendo la subducción situada posiblemente en la fosa del Atrato. Durante el Cenozoico y en particular durante el Oligoceno se forman las depresiones localizadas en la región del Cauca siendo la subducción localizada al oeste de la Serranía de Baudó.

Así parece que la actividad de una subducción se relaciona en parte con los movimientos tensionales que se observan a cierta distancia de la fosa de subducción, aproximadamente al nivel del cinturón magmático. Esta identidad de localización entre los grabenes supracontinentales y el cinturón magmático no es causal. En efecto, es probable que los magmas generados al nivel del plano de Benioff o a la base de la corteza continental podrían así atravesar con cierta facilidad la parte superior de la corteza la cual se encontraría sometida a esfuerzos tensionales. En particular el emplazamiento de los grandes batolitos jurásicos y cretáceos en la Cordillera Central y cenozoicos en la Cordillera Occidental sería más fácil de entender de esta manera.

Así si los movimientos tensionales encima del blo-



que continental parecen necesitar una rata de subducción bastante estable, los cambios de un ambiente tectónico tensional a uno compresional podría ser el resultado de un atrancamiento del plano de Benioff o de un cambio en la velocidad de subducción.

#### 5.- Orígenes de las fases de tectogénesis.

Las hipótesis que buscan interpretar las tectogénesis albiana y eoterciaria en función de la colisión de un alto fondo oceánico contra el borde continental son bastante interesantes.

Así la fase de tectogénesis albiana ha sido interpretada como el resultado de la colisión del continente suramericano con el Arco de Panamá (Toussaint y Restrepo, 1974) o con el Arco de Altamira (Arias y Caballero, 1976) siendo esta última hipótesis más realista en la actualidad. Esta interpretación de la fase albiana nos permite precisar que el cabalgamiento de ofiolitas sobre el borde occidental de la Cordillera Central sería una consecuencia de la colisión y por lo tanto un "accidente" en el proceso normal de interacción entre dos placas siendo el mecanismo normal la subducción.

En cuanto al metamorfismo asociado a esta tectogénesis, sus características de media presión (pasando a alta presión al sur) indican bien que se produjo durante la colisión de dos placas.

El problema de saber si las rocas metamórficas que constituyen el Grupo Arquía se formaron en una zona de subducción para luego levantarse (obducirse !) o si se generaron directamente por fricción y calor durante el cabalgamiento no se puede arreglar en el estado actual del conocimiento geológico.

También la fase de tectogénesis paleocena a eocena que produjo en particular el intenso plegamiento de los sedimentos del Grupo Cañasgordas y los movimientos de rumbo de fallas de los sistemas Cauca-Romeral y Palestina ha sido interpretada como una consecuencia del choque entre la Serranía de Baudó y el borde NW del continente suramericano (Zuluaga y otros, 1978 y Toussaint y Restrepo, 1978).

En efecto la llegada de un alto fondo oceánico en una zona de subducción podría ser la causa del atrancamiento del movimiento a lo largo de Benioff. La paralización del movimiento pero no de

la compresión que le da origen implicaría una acumulación de los esfuerzos en los bordes de las placas convergentes lo que produciría una fase de tectogénesis aguda. La creación de una nueva zona de subducción detrás del alto fondo permitiría a la subducción conseguir nuevamente su ritmo normal.

Como se notará en la Figura No.25 tomada de Tous-saint y Restrepo (1978) las diversas tectogénesis importantes, la fase albiana y la fase paleo-eocena son contemporáneas de saltos de la zona de subducción. Estos saltos de la zona de subducción están respaldados por saltos en el mismo sentido de los cinturones magmáticos.

Así anotamos una de las características más importantes de la evolución de esta parte de los Andes: existe una relación relativamente simple entre el cambio de posición de una zona de Benioff y una Fase de tectogénesis aguda. Como consecuencia del cambio de la subducción cambian también de posición los cinturones magmáticos.

Pero debemos preguntarnos si la colisión de un arco insular o de cualquier otro alto fondo oceánico es una condición necesaria para que se desarro-

llen fases tectónicas compresionales.

En esta óptica, es obvio decir que todas las fases tectónicas no son consecuencia de un cambio de posición de las zonas de Benioff. Sobre este punto se debe anotar que las diversas fases "andinas", o sea cenozoicas, observadas en la región, una mioceno medio y otra fini plioceno-cuaternaria no parecen relacionarse con cambios de posición de la zona de subducción (localizada al occidente de la Serranía de Baudó según Toussaint y Restrepo, 1974). En efecto no se observa ningún salto del plutonismo hacia el occidente.

Es de suponer, en este caso, que se produjo algunos cambios en la velocidad de subducción que podrían traducirse en sucesivos movimientos compresionales y tensionales en el bloque continental.

Si es del caso, tendríamos dos tipos fundamentales de interacción entre placas que permitirían el desarrollo de fases de tectogénesis:

- Uno relacionado con el atrancamiento de una zona de subducción tal vez como consecuencia de una colisión que obligaría el plano de Benioff a cambiar de posición.

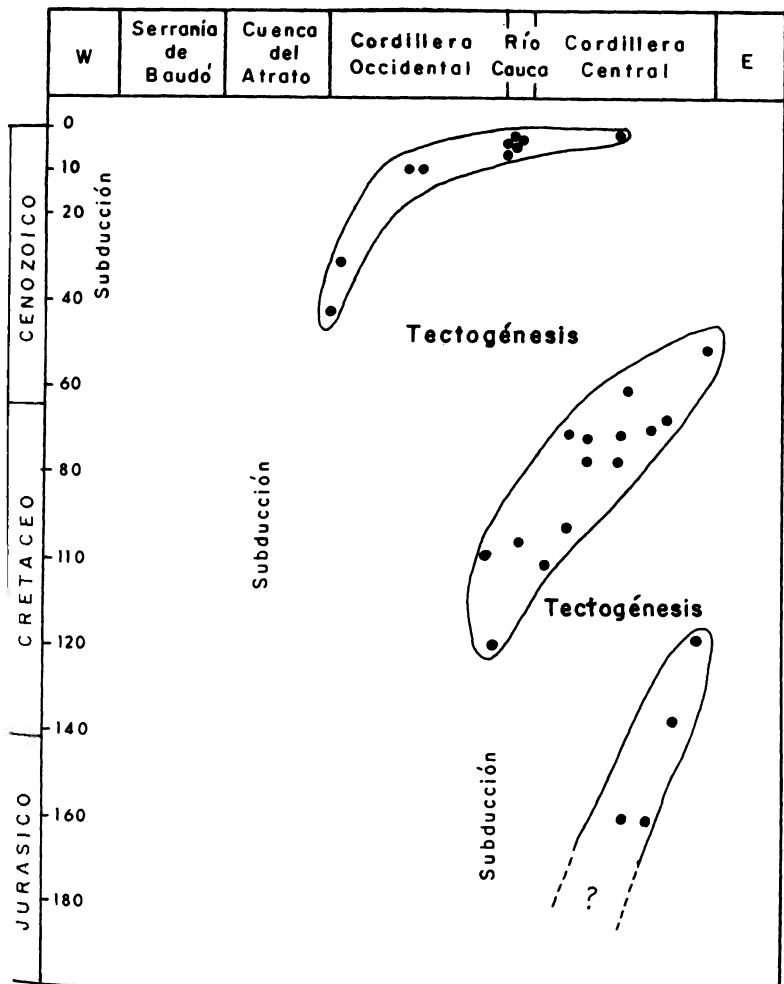


fig. 25 - Posición espacio-temporal de los principales plutones durante el Mesozoico y el Cenozoico. (Modificado de Toussaint y Restrepo, 1978).

- Otro relacionado con aceleración o reducción de la velocidad de subducción.

El primer tipo parece desarrollar un tectonismo más fuerte con aplastamientos importantes, a veces cabalgamientos (obducción!) y aparición de un nivel estructural inferior con metamorfismo regional. Este tendría características de un tipo de cadena "geosinclinal" según la terminología de Aubouin.

El segundo tipo presenta un tectonismo más suave sin metamorfismo o con débil metamorfismo, (excluyendo obviamente en el plano de Benioff) correspondería a características de tipo de cadena "liminar" o "andina" según la terminología de Aubouin.

## CONCLUSION

Al finalizar este trabajo el lector se dará cuenta que muchos problemas quedan sin respuestas y que los numerosos interrogantes planteados deberán ser sujetos de nuevas investigaciones.

Por el momento, nos limitaremos a indicar que en la parte norte del Occidente Colombiano parecen resaltar las características esenciales siguientes:

- Los cinturones metamórficos migran hacia el Occidente pero se superponen parcialmente en particular en la zona del Cauca.
- Las rocas básicas y ultrabásicas representan paleo cortezas oceánicas y/o arcos suprasimicos acrecidos al continente.
- Habría dos tipos de migraciones del magmatismo intermedio a ácido: Uno correspondería a migraciones bruscas hacia el Occidente y se relacionaría con los saltos bruscos de la zona de subducción; los períodos de saltos limitan los ciclos magmáticos.  
  
Otro correspondería a una migración progresiva hacia el Oriente dentro de cada ciclo magmático y podría relacionarse con cambios de buzamiento del plano de Benioff.
- Esta región es el resultado de la superposición de varias fases tectónicas superpuestas lo que implica que no se puede atribuir una sola edad o un solo modelo al conjunto de la cadena.
- Las principales fases tectónicas compresionales podrían ser consecuencias de colisiones continente - continente o continente - alto fondo oceánico.

- Los movimientos tensionales del lado continental parecen corresponder a una posición estable de la subducción mientras que las fases compresionales parecen relacionarse con un atrancamiento del plano de Benioff.
- La depresión del Cauca corresponde a un paleoímite océano - continente. Esta zona de debilidad ofrece un excelente ejemplo de tectonismos superpuestos.
- Las migraciones bruscas de la zona de subducción hacia el Occidente es un rasgo predominante que implica un acrecimiento del dominio continental suramericano.

Ahora bien, pertenece a las futuras investigaciones verificar estas ideas preliminares sobre la organización de la cadena y arreglar poco a poco este magnífico "rompe cabeza" constituido por esta región tan atractiva.



# REFERENCIAS



## BIBLIOGRAFIA

- ALVAREZ, J. y ECKART, F., 1970, Geología detallada de la parte suroeste del cuadrángulo I-8: Tesis, Fac. Minas, Medellín, 64 p.
- ARIAS, A. y CABALLERO, H., 1978, Petrología metamórfica del Grupo Arquía: Tesis de grado, Fac. Minas, Medellín, 256 p.
- AUBOUIN, J., 1973, Reflexión sobre la organización de las cordilleras sudamericanas: II Cong. Lat. Amer. Geol., Caracas, 13 p.
- AUBOUIN, J., 1972, Chaines liminaires (Andines) et chaines geosynclinales (Alpines): XXIV Cong. Int. Geol., Montreal, p. 438 - 461.
- BANDY, O., 1970, Upper Cretaceous - Cenozoic Paleobathymetric cycles, Eastern Panama and Northern Colombia: Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc., v. 20, p. 181 - 193.
- BARRERO, D., ALVAREZ, J. y KASSEM, T., 1969, Actividad Ignea y tectónica en la Cordillera Central durante el Meso-Cenozoico: Bol. Geol., Bogotá, v. 17, p. 145 - 173.
- BARRERO, D., 1974, Metamorfismo regional en el Occidente Colombiano: Simposio sobre ofiolitas, resumen, Medellín, 2 p.
- BARRERO, D. y VESGA, C., 1976, Mapa geológico del Cuadrángulo K-9 Armero y parte sur del J-9 La Dorada: Esc. 1: 100000, Ingeominas, Bogotá.
- BARRERO, D., 1977, Geology of the Central Western Cordillera, west of Buga and Roldanillo, Colombia: Tesis Ph D., Colorado School of Mines, 154 p.

- BOTERO, G., 1963, Contribución al conocimiento de la geología de la zona central de Antioquia: Anales Fac. Minas, Medellín, No. 57, 101 p.
- BOTERO, G.; TOUSSAINT, J.F.; OSPINA, H.; ORTIZ, F. y GOMEZ, J., 1971, Yacimiento Fossilífero de Arma: Publ. Esp. Geol. Fac. Minas, Medellín, No. 1, 13 p. y 1974, Anales Fac. Minas, Medellín, No. 58, p. 1 - 12.
- BOTERO, G., 1975, Edades Radiométricas de algunos plutones colombianos: Minería, Medellín, v. 27, No. 169- 170, p. 8336 - 8342.
- BUTTERLIN, J., 1973, Comparaison des caracteres structuraux des Cordilleres sud-americaïnes extra-andines, des Andes Centrales et des Andes Septentrionales: II Cong. Lat. Amer. Geol., Caracas, 31 p.
- BURGL, H., 1961, Historia geológica de Colombia: Rev. Acad. Colomb. Cienc. Exact. Fis. Nat., Bogotá, v. 11, No. 43, p. 137 - 191.
- BURGL, H. y RADELLI, L., 1962, Nuevas localidades fossilíferas en la Cordillera Central de Colombia: Geol. Colomb., Bogotá, No. 3, p. 1331 - 1338.
- BURGL, H., 1967, The orogenesis in the Andean System of Colombia: Tectonophysics, v. 4, p. 429- 443.
- CAMPUZANO, J., 1977, Facies en los pisos inferior y medio del Terciario Carbonífero - Titiribí-Antioquia: Bol. Cienc. Tierra, No. 2, Medellín, p. 123 - 146.
- CASE, J.; DURAN, L.; LOPEZ, A. y MOORE, W., 1971, Tectonic Investigations in Western Colombia and Eastern Panama: Geol. Soc. Amer. Bull., v. 82, p. 2685 - 2712.

- CEDIEL, F.; UJUETA, G. y CACERES, C., 1976, Mapa Geológico de Colombia: esc. 1:1.000.000, Geotec, Bogotá.
- DUBOIS, J.; DUGAS, F.; LAPOUILLE, A. y LOVAT, R., 1975, Fossés d'effondrement en arriere de l'arc des Nouvelles Hébrides. Mecanismes proposés: Rev. Geog. Phys., Geodyn., v. 17, p. 73 - 94.
- DUQUE, H., 1971, Ciclos tectónicos y sedimentarios en el Norte de Colombia y sus relaciones con la Paleocología: Bol. Geol., Bogotá, v. 19, p. 1 - 23.
- DUQUE, H., 1971, Relaciones entre la bioestratigrafía y la cronoestratigrafía en el llamado geosinclinal de Bolívar: Bol. Geol., Bogotá, v. 19, p. 25 - 68.
- ECHVERRIA, L.M., 1974, Zonación de las rocas metamórficas del Valle de Aburrá y sus alrededores: Anales, Fac. Minas, Medellín, No. 58, p. 30 - 56.
- ESTRADA, A., 1967, Asociación magmática básica del Nechí: Tesis de grado, Fac. Minas, Medellín, 88 p.
- ESTRADA, A., 1972, Geology and Plate Tectonics History of the Colombian Andes: Tesis, M.Sc., Stanford, 115 p.
- FEININGER, T., 1970, The Palestina Fault: Geol. Soc. Amer. Bull., v. 81, p. 1201 - 1216.
- FEININGER, T.; BARRERO, D. y CASTRO, N., 1972, Geología de parte de los departamentos de Antioquia y Caldas (Sub zona II B): Bol. Geol., Bogotá, v. 20, n. 2, 173 p.
- FORERO, A., 1970, El Paleozóico superior del flanco oriental de la Cordillera Central: Geol. Colomb., Bogotá, No. 7, p. 139- 145.

- GANSSER, A., 1950, Geological and Petrographical Notes on Gorgona Island in relation to North Western South America: Bull. Suisse Miner. Petrogr., No. 30, p. 219 - 237.
- GANSSER, A., 1973, Facts. and theories on the Andes: Jour. Geol. Soc. Lond., v. 129, p. 93 - 131.
- GAVIRIA, A., 1977, Estudio geológico de la mineralización cuprífera de "El Roble" (Carmen de Atrato- Chocó): Tesis de grado, Fac. Minas, Medellín, 88 p.
- GOOSSENS, P.; ROSE, W. y FLORES, D., 1977, Geochemistry of tholeiites of the Basic Igneous Complex of northwestern South America: Geol. Soc. Amer. Bull., v. 88, p. 1711 - 1720.
- GONZALEZ, H., 1974, Metamorfismo dinámico en la zona de falla de Romeral: Simposio sobre Ofiolitas, Medellín, resumen, 3 p.
- GONZALEZ, H., 1976, Geología del Cuadrángulo J-8, Sonsón: Informe 1704, Ingeominas, Bogotá, 421 p.
- GONZALEZ, H.; RESTREPO, J. J.; TOUSSAINT, J. F. y LINARES, E., 1978, Edad radiométrica K/Ar del Batolito de Sabanalarga: Publ. Esp., Geol.; No. 8, Fac. Ciencias, Medellín, 4 p.
- GONZALEZ, H.; LEMOIGNE, I. y MARTINEZ, J. O., 1977, Flora de la Formación Valle Alto-Jurásico en la Cordillera Central de Colombia: Bol. Cienc. Tierra, No. 2, Fac. Ciencias, Medellín, p. 107 - 122.
- GROSSE, E., 1926, El Terciario carbonífero de Antioquia: Ed. D. Reimer, Berlín, 361 p.
- HALL, R.; ALVAREZ, J. y RICO, H., 1972, Geología de parte de los Departamentos de Antioquia y Caldas (Sub-zona I-A): Bol. Geol., Bogotá, v. 20, 85 p.

- HERNANDEZ, H., 1977, Sedimentología del Grupo Cañasgordas en el Municipio de Betulia- Antioquia: Tesis de grado, Fac. Minas, Medellín, 103 p.
- HOYOS, P. y ZULUAGA, J., 1978, Estudio geológico del Grupo Cañasgordas, Sección Boquerón de Toya- Dabeiba: Tesis de grado, Fac. Minas, Medellín, 147 p.
- HSU, K. J., 1938, Principles of Melanges and their Bearing of the Franciscan Knoxville Paradox: Geol. Soc. Amer. Bull., v. 79, p. 1063 - 1074.
- IRVING, E. M., 1971, La Evolución Estructural de los Andes más septentrionales de Colombia: Bol. Geol., Bogotá, v. 19, n. 2, 90 p.
- JARAMILLO, J. M.; POSADA, J. H. y SERNA, R., 1971, Serpentinitas que afloran la parte oriental del Valle de Medellín y sus minerales asociados: Tesis de grado, Fac. Minas, Medellín, 74 p.
- JARAMILLO, J. M., 1976, Volcanic rocks of the Río Cauca Valley, Colombia: Tesis M Sc., Rice University, Houston, 39 p.
- MARTINEZ, S. y VELEZ, M., 1973, Pegmatitas de Montebello y La Ceja: Tesis de grado, Fac. Minas, Medellín, 56 p.
- MARTINEZ, S.; VELEZ, M.; RESTREPO, J. J.; TOUSSAINT, J. F. y LINARES, E., 1978, Datación radiométrica de las pegmatitas de Montebello: Publ. Esp. Geol., No. 9, Fac. Ciencias, Medellín, 4 p.
- NELSON, H., 1957, Contribution to the Geology of the Central and Western Cordillera of Colombia: Leidse Geol., Medelelingen, Leiden, v. 22, 76 p.

- NELSON, H., 1962, Contribución al conocimiento de la Cordillera Central de Colombia, Sección entre Ibagué y Armenia: Bol. Geol., Bogotá, v. 10, p. 161 - 202.
- NELSON, H., 1962, Contribución al conocimiento de la Cordillera Occidental, Sección carretera Cali- Buenaventura: Bol. Geol., Bogotá, v. 10, p. 81 - 108.
- OLSSON, A., 1956, Colombia: in Handbook of South America Geology: Geol. Soc. Amer. Mem., No. 65, p. 297 - 315.
- ORREGO, A.; CEPEDA, H. y RODRIGUEZ, G.I., 1977, Esquistos glaucofánicos en el área de Jambalo, Cauca (Colombia): Informe inédito, Ingeominas, 14 p.
- OSPINA, T., 1911, Reseña sobre la geología de Colombia y especialmente de Antioquia: Imp. La Organización, Medellín, 102 p.
- PARRA, E., 1978, Estudio geológico de las rocas básicas y sedimentarias en Giraldo- Antioquia: Tesis de grado, Fac. Minas, Medellín, 91 p.
- POSADA, J.C., 1936, Bosquejo Geológico de Antioquia: Anales Fac. de Minas, Medellín, No. 38, 51 p.
- PEREZ, G., 1967, Determinación de la Edad absoluta de algunas rocas de Antioquia por Métodos Radioactivos: Dyna, Fac. Minas, Medellín, No. 84, p. 27 - 31.
- PICHLER, H.; STIBANE, F.R. y WEYL, R., 1974, Basischer magmatismus und krustenbau im sudlichen mittelamerika, Kolumbien und Ecuador: New Jb. Geol. Palaont. Mh., Stuttgart, p. 102-126.
- RADELLI, L., 1967, Geologie des Andes Colombiennes: Trav. Lab. Geol. Fac. Sci. Grenoble, Mem. 6, 457 p.



- RAMIREZ, J., 1976, Estudio geológico de la secuencia de rocas básicas de Altamira- Antioquia: Tesis, Fac. Minas, Medellín, 108 p.
- RESTREPO, J.J. y TOUSSAINT, J.F., 1973, Obducción Cretácea en el Occidente Colombiano (Informe Preliminar): Publ. Esp., No. 3, Fac. Minas, Medellín, 26 p.
- RESTREPO, J.J. y TOUSSAINT, J.F., 1974, Obducción Cretácea en el Occidente Colombiano: Anales Fac. Minas, Medellín, No. 58, p. 73 - 105.
- RESTREPO, J.J. y TOUSSAINT, J.F., 1975, Edades radiométricas de algunas rocas de Antioquia- Colombia: Publ. Esp., Geol., No. 6, Fac. Minas, Medellín, 24 p.
- RESTREPO, J.J. y TOUSSAINT, J.F., 1977, Anfibolitas de Caldas- Antioquia: Bol. Cienc. de la Tierra, Medellín, No. 2, p. 147- 154.
- RESTREPO, J.J.; TOUSSAINT, J.F.; GONZALEZ, H. y LINARES, E., 1978, Datación de metasedimentos del Grupo Ayurá- Montebello, Publ. Esp. Geol., No. 10, Fac. Ciencias, Medellín, 5 p.
- RESTREPO, J.J. y TOUSSAINT, J.F., 1978, Ocurrencia de Precámbrico en las cercanías de Medellín - Cordillera Central de Colombia: Publ. Esp. Geol., No. 12, Fac. Ciencias, Medellín, 11 p.
- RESTREPO, J.J.; TOUSSAINT, J.F. y GONZALEZ, H., 1978, Edades del metamorfismo en la Cordillera Central: 2o. Congreso Colomb. Geol., resumen, 1 p.
- SCHEIBE, R., 1919, Geología del Sur de Antioquia: Camp. Est. Geol. of Colomb., Bogotá, p. 97 - 167.
- SHAGAM, R., 197 , The northern termination of the Andes: separata, p. 325 - 420.

- TOUSSAINT, J.F. y RESTREPO, J.J., 1974, La Formación Abejorral y sus implicaciones sobre la evolución de la Cordillera Central de Colombia durante el Cretáceo: Anales Fac. Minas, No. 58, p. 13- 29.
- TOUSSAINT, J.F. y RESTREPO, J.J., 1974, Algunas consideraciones sobre la evolución de los Andes Colombianos: Publ. Esp. Geol., No. 4, Fac. Minas, Medellín, p. 12.
- TOUSSAINT, J.F. y RESTREPO, J.J., 1976, Modelos orogénicos de tectónica de placas en los Andes Colombianos: Bol. Cienc. de la Tierra, Medellín, No. 1, p. 1 - 47.
- TOUSSAINT, J.F.; GONZALEZ, H.; RESTREPO, J.J. y LINARES, E., 1978, Edad radiométrica K/Ar del neis de Puquí: Publ. Esp. Geol., No. 7, Fac. Ciencias, Medellín, 3 p.
- TOUSSAINT, J.F.; BOTERO, G. y RESTREPO, J.J., 1978, Datación K/Ar del Batolito de Buga: Publ. Esp. Geol., No. 13, Fac. Ciencias, Medellín, resumen, 1 p.
- TOUSSAINT, J.F.; GONZALEZ, H. y RESTREPO, J.J., 1978, Edad K/Ar de tres rocas metamórficas del flanco noroccidental de la Cordillera Central: Publ. Esp. Geol., No. 14, Fac. Ciencias, Medellín, resumen, 1 p.
- TOUSSAINT, J.F. y RESTREPO, J.J., 1978, Edad K/Ar de dos rocas básicas del flanco noroccidental de la Cordillera Central: Publ. Esp. Geol. No. 15, Fac. Ciencias, Medellín, resumen, 1 p.
- TOUSSAINT, J.F. y RESTREPO, J.J., 1978, Edad cretácea de una anfibolita granatífera de Pijaón- Quindío: Publ. Esp. Geol., No. 17, Fac. Ciencias, Medellín, resumen, 1 p.
- TOUSSAINT, J.F. y RESTREPO, J.J., 1978, Algunos aspectos sobre el desarrollo geológico del noroccidente colombiano: 2o. Congreso Colomb. Geol., resumen, 1 p.

TSCHANZ, C.; MARVIN, R.; CRUZ, J.; MEHNERT, H. y CEBULA, G., 1974, Geologic Evolution of the Sierra Nevada de Santa Marta, Northeastern Colombia: Geol. Soc. Amer. Bull., v. 85, p. 273 - 284.

VAN DER HAMMEN, T., 1958, Estratigrafía del Terciario y Maestrichtiano y Tectógenesis de los Andes Colombianos: Bol. Geol., Bogotá, v. 6, No. 2, p. 67 - 128.

VERGARA, H., 1976, Genesis de las terrazas del Río Tonusco, Geometría y Geomorfología: Tesis de grado, Fac. Minas, Medellín, 122 p.

VESGA, C. y BARRERO, D., 1978, Edades K/Ar en rocas ígneas y metamórficas de la Cordillera Central de Colombia y su implicación geológica: 2o. Congreso Colomb. Geol., resumen, 1 p.

WALPER, J.L. y ROWETT, C.L., 1972, Plate tectonics and the origin of the Caribbean Sea and the Gulf of Mexico: Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans., 22<sup>d</sup> An Convention, p. 105 - 116.

WOKITTEL, R., 1961, Geología económica del Chocó, Bibliografía Geológica- Minera del Chocó: Bol. Geol., Bogotá, v. 7, p. 119 - 162.

ZULUAGA, J.; HOYOS, P. y TOUSSAINT, J.F., 1978, Consideraciones sobre el plegamiento de la parte septentrional de la Cordillera Occidental: 2o. Congreso Colomb. Geol., resumen, 1 p.

## LISTA DE MAPAS

- ARANGO, J.L.; KASSEM, T. y DUQUE, H., 1976, Mapa geológico de Colombia: Esc. 1: 1500000, Ingeominas, Bogotá.
- BARRERO, D. y VESGA, C., 1976, Mapa geológico del cuadrángulo K- 9 Armero y parte sur del J -9 La Dorada: Esc. 1: 100000, Ingeominas, Bogotá.
- BOTERO, G., 1963, Mapa geológico de Medellín y Municipios vecinos: Esc. 1: 50000, Fac. Minas, Medellín.
- BOTERO, G. y RICO, H., 1965, Mapa geológico de la plancha I- 8 Medellín: Esc. 1: 200000, Inv. Minera, Bogotá.
- CEDIEL, F.; UJUETA, G. y CACERES, C., 1976, Mapa geológico de Colombia: Esc. 1: 100000, Geotec. Bogotá.
- FEININGER, T. y otros, 1970: Mapa Geológico del Oriente del Departamento de Antioquia, Colombia: Esc. 1: 100000, Ingeominas, Bogotá.
- GONZALEZ, H., 1976: Mapa geológico del cuadrángulo J- 8 (Sonsón), Colombia: Esc. 1: 100000, Ingeominas, Bogotá, en imprenta.
- GROSSE, E., 1923, Mapa geológico de la parte Occidental de la Cordillera Central de Colombia: Esc. 1: 50000, Berlín.
- HALL, R. y otros, 1970 : Mapa geológico del cuadrángulo H- 8 (Yarumal) y parte del cuadrángulo H- 7 (Ituango), Colombia: Esc. 1: 100000, Ingeominas, Bogotá.
- IRVING, E.M., 1971, Mapa geológico tectónico de los Andes más septentrional, Colombia: Esc. 1: 1500000, Ingeominas, Bogotá.
- KASSEM, T., 1972, Mapa Fotogeológico de los Departamentos de Caldas, Risaralda y Quindío: Esc. 1: 250000, Ingeominas, Bogotá.

KASSEM, T. y ARANGO, J.L., 1977, Mapa Fotogeológico de la Serranía de San Lucas: Esc. 1: 500000, Ingeominas, Bogotá.