

MODELOS OROGENICOS DE TECTONICA DE PLACAS EN LOS ANDES COLOMBIANOS

Jean-François Toussaint*
Jorge Julián Restrepo A.*

RESUMEN

Los Andes Colombianos son el resultado de la superposición de varias orogenias que corresponden a distintos tipos de cadena. En la Cordillera Oriental una cadena caledoniana se desarrolla encima del zócalo precámbrico y no produce acrecimiento continental; algunas de sus características la aproximan a un tipo de cadena andina. En la Cordillera Central y en la Sierra Nevada un intenso metamorfismo Abukuma acompañado de pequeños plutones indica una fuerte orogenia herciniana. Esta cadena, que es en parte suprasónica y de tipo alpino, se formó aparentemente como consecuencia de la colisión entre Centroamérica septentrional y Suramérica. Estas dos placas se separaron durante el Triásico debido a la actividad de un rift que generó corteza oceánica entre ellas. Durante el Triásico-Jurásico en las márgenes del Valle del Río Magdalena se formó un cinturón magnético acompañado por un graben tensional supracratónico; ambos fenómenos parecen estar asociados a una subducción activa localizada al occidente de la Cordillera Central. Durante este lapso de tiempo los Andes Colombianos tienen características típicamente andinas. Recientes determinaciones radiométricas han permitido conocer mejor la compleja historia del occidente durante el Cretáceo. Una corteza oceánica, datada en 131 m.a., se generó en un rift localizado a corta distancia del continente. A finales del Albino parte de esta corteza fue obducida sobre el basamento de la Cordillera Central. Esta obducción produjo un metamorfismo de presión media datado entre 110 m.a. y 100 m.a. Durante el Cretáceo tardío una subducción situada al occidente de la Cordillera Occidental permitió la formación de un cinturón tonalítico en la parte septentrional de la Cordillera Central y de un arco básico en la Cordi

* Profesor Asociado - Departamento de Ciencias de la Tierra
Facultad de Ciencias - Universidad Nacional - Medellín

llera Occidental. Este arco parece estar acompañado de un metamorfismo de muy bajo grado. Durante el Cretáceo la cadena tiene características mixtas, ya que la incorporación de material oceánico, sea por obducción, sea por acrecimiento, es una característica alpina, mientras que el magmatismo en la Cordillera Occidental es de tipo arco, que pasa lateralmente en la Cordillera Central a uno de tipo andino. Fallas de rumbo, tales como las de Cauca-Romeral y Palestina, se producen a finales del Cretáceo o a principios del Terciario. Finalmente, durante el Cenozoico la Cordillera Occidental evoluciona como arco suprasímico en proceso de continentalización, mientras que la Cordillera Oriental se comporta como una cadena intracontinental.

ABSTRACT

The present Andes of Colombia are a complex mountain chain formed by the superposition of several orogenies. To understand this final result it is necessary to separate in space and time each orogenic event, determining when and where it took place and what orogenic model it followed. In the Eastern Cordillera a Caledonian chain was formed over Precambrian basement and without continental accretion; most of the characteristics belong to an Andean type of chain. In the Central Cordillera and the Sierra Nevada strong metamorphism and small plutons were formed during a late Hercynian orogeny. This chain, which is partially suprasimic and of Alpine type, was probably formed by the collision of northern Mesoamerica and northwestern South America. The two plates were separated during the Triassic by an active rift that generated oceanic crust between them. During the Late Triassic and Jurassic a magmatic belt and a supracratonic graben were formed in the margins of the Magdalena Valley. Both features seem to be related to an active subduction zone located to the west of the Central Cordillera. During this event the model is typically Andean. The Cretaceous history is very complex, but the major events have been dated by some recent radiometric ages. An oceanic crust was generated in an active rift located to the west of the Central Cordillera. This crust, dated at 131 m.y., was obducted over the continental crust of the Central Cordillera at the end of the Early Cretaceous. The obduction produced dynamic effects, especially a Barrovian

metamorphism dated at 110 and 100 m.y. During the Late Cretaceous a new subduction zone was formed at the western margin of the Western Cordillera, trapping Lower Cretaceous oceanic crust that was since then accreted to the continent. The associated magmatism corresponds to tonalitic plutonism in the Central Cordillera and to a basic volcanic arc (92 m.y.) in the Western Cordillera; the immature arc was affected by a very-low grade metamorphism. The Cretaceous evolution corresponds to several orogenic models, and in this sense it is a mixed or compound type of orogeny. The incorporation of the oceanic crust -by obduction and by accretion- and the associated metamorphism correspond to an Alpine model, while the basic magmatism of the Western Cordillera corresponds to a suprasismic volcanic arc that passes laterally to an Andean type of magmatism in the Central Cordillera. Strike - fault systems, such as the Cauca - Romeral and Palestina, were formed at the close of the Cretaceous or the beginning of the Tertiary. During the Tertiary a new subduction zone, probably located at the present continental margin, produced intermediate plutonism in the Western Cordillera. This plutonism is the beginning of the cratonisation of this chain and corresponds to a more mature volcanic arc. In the Eastern Cordillera the sediments deposited since the Late Paleozoic were deformed and uplifted according to an intracratonic model.

RESUME

Les Andes de Colombie sont le résultat de la superposition de diverses orogenèses qui correspondent à différents types de chaînes. Dans la Cordillère Orientale une chaîne Caledonienne se développe au-dessus du socle précambrien et ne produit aucun accroissement du continent; certaines de ses caractéristiques la rapprochent d'un type de chaîne andine. Dans la Cordillère Centrale et dans la Sierra Nevada un intense métamorphisme Abukuma accompagné de petits plutons indique une forte orogenèse tardihercynienne. Cette chaîne, qui est en partie suprasismique et de type alpin, s'est formée apparemment comme conséquence de la convergence entre les plaques nord-

americaine et sud-américaine. Ces deux plaques se sont séparées pendant le Trias à cause de l'activité d'une dorsale qui a permis la formation d'une écorce océanique entre elles. Pendant le Trias et le Jurassique, dans la région de la vallée du Magdalena, s'est formé une ceinture magmatique accompagnée d'un graben tensionnel supracontinental; chacun de ces phénomènes semble être associé à une subduction active située à l'occident de la Cordillère Centrale. Pendant cette période les Andes de Colombie ont des caractéristiques typiquement Andines. De récentes déterminations d'âges absolus ont permis de mieux connaître l'histoire de l'occident colombien pendant le Crétacé. Une écorce océanique, datée de 131 m.a., s'est formée dans un rift situé assez près du continent. A la fin de l'Albien une partie de cette écorce a chevauché le socle de la Cordillère Centrale. Cette obduction a produit un métamorphisme de pression moyenne daté entre 110-100 m.a. Pendant le Crétacé supérieur une subduction localisée à l'occident de la Cordillère Occidentale a permis la formation de plutons tonalitiques dans la partie septentrionale de la Cordillère Centrale et d'un arc basique dans la Cordillère Occidentale. Cet arc semble être accompagné d'un très faible métamorphisme. Pendant le Crétacé la chaîne a des caractéristiques mixtes du à ce que l'incorporation de matériel océanique, soit par obduction, soit par accroissement, est une caractéristique alpine tandis que le magmatisme de la Cordillère Occidentale est de type arc passant latéralement dans la Cordillère Centrale à un type andin. Des cisaillements, comme ceux de Cauca-Romeral et de Palestina, se sont formés à la fin du Crétacé ou au début du Tertiaire. Finalement pendant le Tertiaire la Cordillère Occidentale a évolué comme un arc suprasubimérique en voie de continentalisation tandis que la Cordillera Orientale se comporte comme une chaîne intracontinentale.

I. - INTRODUCCION

Este trabajo trata de explicar la evolución de los Andes Colombianos, y especialmente de su parte noroccidental, en función de los movimientos de las placas que actuaron en esta región.

La cadena de los Andes Colombianos, formada actualmente de varias cordilleras y macizos (figura 1) es el resultado de la interacción de diversos dominios, tanto oceánicos como continentales: Suramérica, Centroamérica, El Caribe y el Pacífico.

Como consecuencia del movimiento de las placas durante los tiempos geológicos estos dominios se han desplazado unos con respecto a los otros y por éso es necesario buscar en cada orogenia - cuáles son los dominios que actúan predominantemente. De éstos, el único que tiene un papel importante en todos los eventos es el borde noroccidental de la placa suramericana, mientras que los demás tienen una influencia privilegiada únicamente durante ciertos momentos de la historia de la cadena. Desde tiempo atrás se reconocieron diversas cadenas precámbricas, una caledoniana, una hercíniana y varias cadenas mesozoicas y cenozoicas. Cada una de estas orogenias tiene sus características propias y debe ser estudiada separadamente. Por eso es necesario tener en cuenta dónde y cuándo ocurre cada fenómeno. La cadena de los Andes Colombianos es en realidad el resultado de la superposición o "collage" de varias orogenias que corresponden a distintos modelos de cadenas (Toussaint y Restrepo, 1974). Así, para tratar de explicar su evolución nos referimos a diversos modelos de cadenas siguiendo esencialmente la tipología elaborada por Aubouin (1972), aunque consideramos también como tipo el arco suprasísmico según la clasificación de Dickinson (1975).

Desde el punto de vista regional se pueden distinguir los siguientes tipos de cadenas:

-Las cadenas intracontinentales o intracratónicas, caracterizadas por la ausencia o escasez de plutonismo y de metamorfismo y por una tectónica bien diferenciada entre zócalo y cobertura. Según Aubouin (1975), ejemplos de este modelo se encuentran en los Pirineos y en los Montes Jura.

-Las cadenas liminares o de tipo andino, con características tectónicas similares a las del modelo intracontinental pero con la presencia de un fuerte magmatismo ácido e intermedio, el cual está relacionado con la presencia de una subducción al borde del continente.

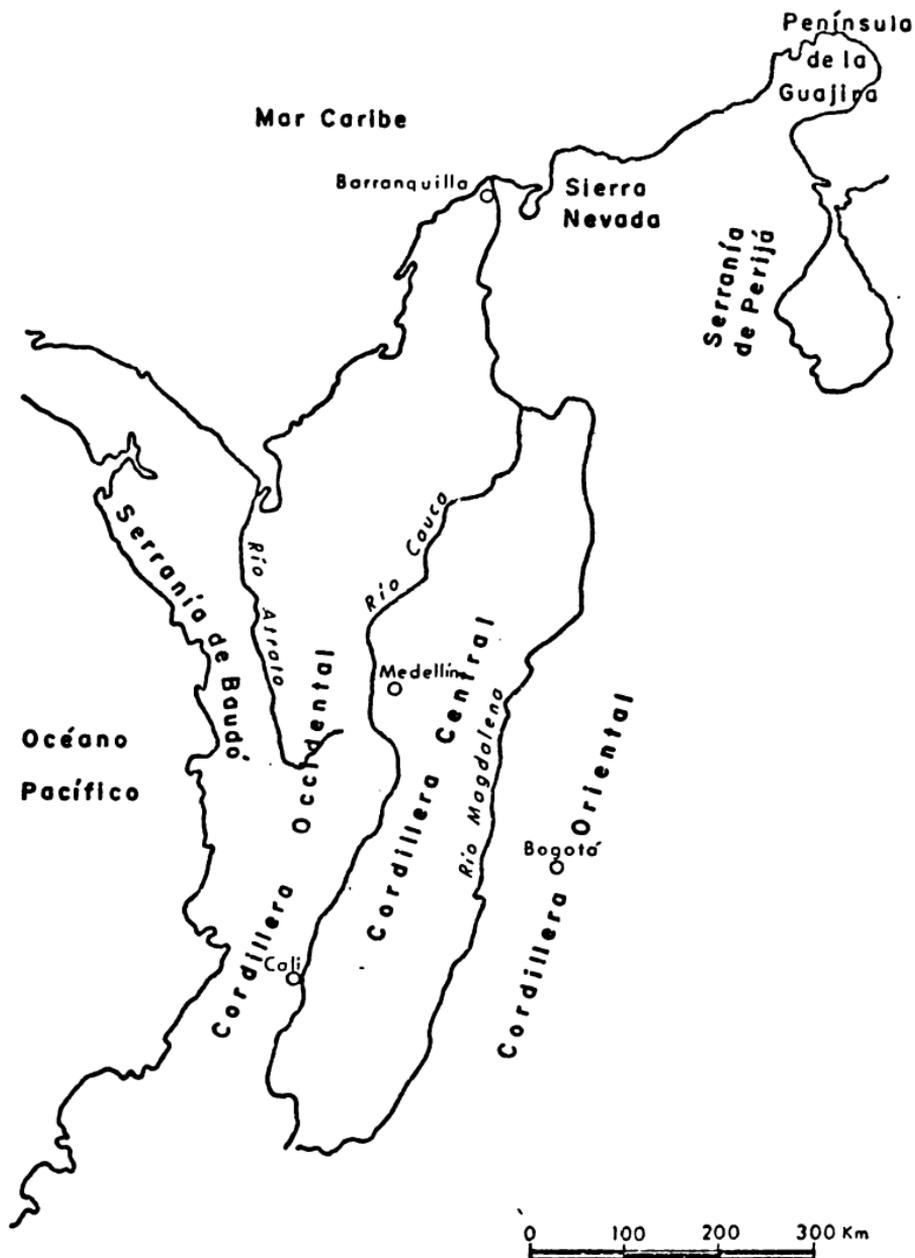


Figura 1. Localización de los principales rasgos geográficos de Colombia

Los Andes centrales de Perú pertenecen a este tipo. Según Dickinson (1975) estas cadenas corresponden al tipo A de los arcos marginales continentales.

- Las cadenas geosinclinales o de tipo alpino caracterizadas entre otros factores por una sedimentación de tipo flysch, por la presencia de ofiolitas que representan una corteza oceánica, por un metamorfismo general y una tectónica intensa. La Cordillera Caribe de Venezuela pertenece a este tipo. Características geosinclinales aparecen en las colisiones arco-continente, continente-continente y en el tipo cordillerano según la clasificación de Dewey (1970). Además es necesario aclarar que el modelo Cordillerano de Dewey no corresponde al modelo liminar de Aubouin.

- Los arcos suprasímicos caracterizados en particular por un volcanismo básico (arco incipiente) a intermedio (arco maduro) relacionado con la actividad de una zona de subducción. Estos arcos corresponderían a los subtipos D, E y F de Dickinson (1975) y están representados por algunos arcos del Pacífico, por ejemplo Tonga.

Obviamente estos modelos son demasiado simples y sintéticos para explicar los múltiples aspectos de la evolución de la cadena.

Además, se podrían reconocer modelos intermedios entre los 4 tipos principales de cadenas, pasando de un modelo a otro, variando progresivamente algunos de los factores que intervienen en el desarrollo de las cadenas. Así, por ejemplo, alejando la zona de subducción del borde continental se puede pasar de un modelo andino a uno cordillerano y luego a uno de tipo arco suprasímico. Sin embargo, con los 4 tipos principales tenemos una herramienta que nos permite visualizar la situación general de la cadena a un momento dado de su historia.

Siendo estos mismos modelos susceptibles de variación, es necesario recalcar que la aplicación de éstos a los Andes Colombianos está sujeta a amplias modificaciones posteriores a medida que el conocimiento geológico de Colombia y de las regiones vecinas vaya mejorando.

Con el propósito de analizar la organización de las cadenas

suramericanas varios autores, entre ellos Aubouin (1973) y Butterlin (1973), hacen notar la posición particular de los Andes septentrionales, los cuales están situados entre la Cordillera Caribe de Venezuela, de características alpinas y los Andes Centrales de Perú con características típicamente andinas. Es interesante anotar que el sector colombo-ecuatoriano había sido llamado muy adecuadamente Andes Caribe por Gerth (1955). Además Gansser (1973) en su síntesis sobre los Andes, recalca el fuerte contraste entre los Andes septentrionales y los Andes centrales.

Cualquiera que sea la terminología utilizada, estos autores anotan que los Andes septentrionales tienen características intermedias, mixtas o de transición entre los sectores caribe y andino. Estamos fundamentalmente de acuerdo con este concepto y parte del propósito de este trabajo es contribuir al análisis de la organización "mixta" de estos Andes septentrionales.

Existen algunos trabajos sintéticos sobre la geología de Colombia, tales como los de Burgl (1967); Radelli (1967); Irving (1972); Butterlin (1969), pero en términos de tectónica de placas existen sólo el de Estrada (1972) y un informe preliminar de este mismo trabajo que publicaron los autores en 1974.

II. ORGANIZACION DE LA CADENA DURANTE EL PALEOZOICO INFERIOR

A. Posición del zócalo precámbrico

Para iniciar el estudio de la evolución de los Andes colombianos es necesario situar la posición del zócalo precámbrico, constituido de rocas metamórficas de alto grado. Estas afloran en la Cordillera Oriental, la Sierra Nevada de Santa Marta, la Península de la Guajira y el Flanco oriental de la Cordillera Central (figura 2). El zócalo se formó por acrecimiento continental alrededor del Escudo de Guayana durante diversas orogénias, de las cuales dos están bien datadas.

Para la primera, Tschanz y otros (1974) y Mac Donald y Hurley (1969) indican edades entre 1400 y 1200 M.A. en la Sierra Nevada y Pinzón y otros (1962) documentan edades simi-

lares en la región del Cuaviare (Vaupés).

Además, en el flanco oriental de la Cordillera Central, cerca a Mariquita, Barrero y Vesga (1976) obtuvieron una edad de 1360 M.A. para una anfibolita.

La segunda orogenia fue determinada por Tschanz y otros (1974) en la Sierra Nevada y por Goldsmith y otros (1971) en el Macizo de Santander, obteniéndose edades entre 940 y 680 M.A.

Según Feininger y otros (1971) las granulitas que se presentan en la parte nororiental de la Cordillera Central y las del Macizo de Garzón tienen similitudes con la granulita datada en 940 M.A. por Tschanz y otros (1974) en la Sierra Nevada de Santa Marta.

Los afloramientos más occidentales de rocas precámbricas se sitúan al este de la Falla El Negro, en el flanco oriental de la Cordillera Central, aunque Irving (1971) postula que el zócalo cristalino podría llegar hasta el eje de esta cordillera.

En la Sierra Nevada de Santa Marta los afloramientos más septentrionales se observan al sur del Arco de Sevilla.

Así, el zócalo precámbrico representa el basamento de todo el oriente colombiano, lo que explica las características andinas o intracontinentales de las diversas orogenias que afectarán luego esta región.

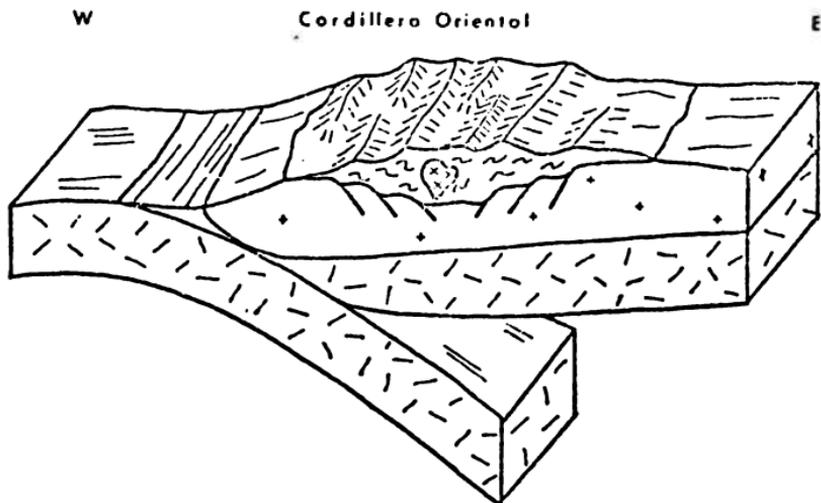
B. — Lo cadeno caledoniano

En la Cordillera Oriental, sedimentos fosilíferos del Cámbrico-ordoviciano, tales como los de la Serie Güejar, se depositaron en discordancia sobre el zócalo precámbrico y bajo condiciones miogeosinclinales (Surgl, 1961). También los metasedimentos ordovicianos de la Cristalina, aunque hoy en día afloran en la Cordillera Central, se debieron haber formado más al oriente, habiendo sido transportados por fallas de rumbo a su posición actual (Feininger y otros (1972).

La orogenia caledoniana afectó los sedimentos cámbrico-ordo-

viciños produciendo fuertes plegamientos y un metamorfismo de bajo a localmente medio grado, formándose los esquistos de Silgará en el Macizo de Santander y la Serie de Quetame en Cundinamarca. Intrusiones sin y postectónicas datadas entre 457 y 413 M.A. en el Macizo de Santander (Goldsmith y otros, 1971) y entre 435 y 445 M.A. en la región del Cuaviare (Pinzón y otros, 1962) acompañan esta orogenia (Ver figura 2 a).

La cadena caledoniana se extiende al norte de la Serranía de Perijá, los Andes de Mérida y la Cordillera Caribe, en la cual el neís de Sebastopol tiene una edad de 425 M.A. (González, 1969). Al sur del Macizo de Corzón la cadena no parece prolon-



larse hacia Ecuador, en donde actualmente no se conoce orogenia de esta edad sino sólo una eoherciniana o sea del devónico superior (Faucher y Savoyat, 1973).

En Colombia la cadena caledoniana se desarrolló encima del zócalo precámbrico y no produjo acrecimiento del dominio cratónico. Es de suponer la presencia de una paleozona de Benioff situada al borde noroccidental del zócalo precámbrico que habría permitido la generación de algunos plutones. En cierto modo las características de la cadena caledoniana en Colombia

se aproximan a las de una cadena de tipo andino según la terminología de Aubouin (1972), aunque el desarrollo de metamorfismo lo diferencia en parte de este modelo. Además esta hipótesis es compatible con diversas reconstituciones de la posición de los continentes al final del Ordoviciano y en particular con la de Walper y Rowett (1972) y la de Badham y Halls (1975).

III. — ORGANIZACION DE LA CADENA DURANTE EL PALEOZOICO SUPERIOR

A. — Organización del Oriente Colombiano

Después de la orogenia caldoniana existieron condiciones erosivas en el oriente colombiano y no se depositó el Silúrico. Según Burgl (1961), los sedimentos devónicos se depositaron en posición de miogeosinclinal desde la Serranía de Perijá hasta el Macizo de Garzón. En el oriente ecuatoriano se depositan también los sedimentos de la formación Pumbuiza (Faucher y Savoyat, 1973). A finales del Devónico una fase tectónica tuvo lugar desde los Andes de Mérida hasta Ecuador, siendo bien marcada en Colombia en el macizo de Santander.

Durante el Carbonífero y el Pérmico en la Cordillera Oriental se depositan nuevamente sedimentos bajo condiciones miogeosinclinales. Varios autores, entre ellos Burgl (1961), indican que estos sedimentos actúan como parte de la cobertura de la Cordillera Oriental durante los movimientos tectónicos posteriores.

B. — La cadena tardiherciniana

1.- Período de sedimentación.

Aunque no existe certeza con respecto a la edad de la sedimentación en la Cordillera Central, se puede considerar que durante el Devónico y el Carbonífero tuvo lugar la depositación de tipo Flysch de la mayor parte de los sedimentos que durante la orogenia tardiherciniana irían a constituir las rocas metasedimentarias del núcleo de la Cordillera Central. Estos sedimentos se depositaron probable-

mente sobre una corteza oceánica representada actualmente por una ortoamfibolita (Echeverría, 1974). En la Sierra Nevada Tschanz y otros (1974) llegaron a una conclusión similar y consideran que el neis básico del basamento del Arco de Sevilla representa también una paleocorteza oceánica (Ver figura 2 b).

2.- Características de la cadena.

La edad del metamorfismo que afectó el núcleo principal de la Cordillera Central y el Arco de Sevilla sigue siendo un tema de intensa controversia. Numerosos autores, entre ellos Nelson (1962), Irving (1971) y Restrepo y Toussaint (1973), consideran una edad paleozoica tardía para el metamorfismo, mientras que otros se inclinan para una edad paleozoica temprana (entre otros, Botero, 1963; Barrero y otros, 1969; Forero, 1970; Stibane, 1970) o mesozóica (Radelli, 1967; Barrero, 1974, etc). Además, Butterlin (1973) consideró probable la existencia de dos metamorfismos, uno precámbrico o paleozóico y otro mesozóico.

En la actualidad se dispone de varias determinaciones de edades radiométricas que indican claramente que parte del metamorfismo es paleozoico tardío, aunque la presencia de un metamorfismo cretáceo superpuesto al metamorfismo paleozoico tardío (Restrepo y Toussaint, 1975) dificulta las observaciones; por lo tanto es probable que parte del metamorfismo considerado hoy en día como paleozóico sea en realidad mesozóico.

En la Cordillera Central al nivel de Antioquia la secuencia metamórfica hercíniana está formada de esquistos, neises, ortoamfibolita y algunos mármoles. El tipo de metamorfismo es de alta temperatura-baja presión, o sea de la serie de facies tipo Abukuma (Feininger y otros, 1972).

También se encuentran pequeños plutones granodioríticos localizados especialmente en el borde más occidental de la Cordillera. Estos plutones están datados entre 239 y 220 M.A. para el Complejo de Puquí (Hall y otros, 1972 y Botero, 1975), en 215 M.A. para el plutón de Amagá (Pérez, 1967) y en 207 M.A. para el neis de Abejorral (González, 1976).

Además, en el flanco oriental de la Cordillera Central, Barreiro y Vesga (1976) dataron en 205 M.A. el neis intrusivo de San Diego y en 200 M.A. la anfíbolita de Padua.

En la Sierra Nevada Tschanz y otros (1974) consideran que el metamorfismo del Arco de Sevilla es también paleozóico tardío. Para asignar esta edad se basan en Mc Donald y Hurley (1969), quienes obtuvieron una edad de 250 M.A. para una anfíbolita de este cinturón metamórfico. En la península de la Guajira la formación Macuira es considerada por Alvarez (1967) como la prolongación del Arco de Sevilla.

Al sur de la Cordillera Central y en la Cordillera Real de Ecuador la situación no parece muy clara. En Ecuador Faucher y Savoyat (1973) reconocen dos grupos de secuencias metamórficas de posibles edades precámbrica y paleozóica temprana y localmente una secuencia semimetamórfica de edad desconocida, aunque premaastrichtiana. Feininger (1975) considera que las rocas metamórficas de la Cordillera Real tienen una edad Cretácea tardía a Eoterciaria y pertenecen a la serie de facies Barroviana. Así parece factible considerar que también en Ecuador haya superposición de varios metamorfismos, lo que dificultaría las observaciones.

Analizando las características de la cadena tardiherciniana nos damos cuenta que éstas son bastante representativas de una cadena de tipo alpino :

- El metamorfismo regional intenso afectó una espesa secuencia de sedimentos predominantemente de tipo Flysch.
- El plutonismo de intensidad relativamente débil se sitúa en posición interna, es decir del lado oceánico del edificio.
- La cadena se sitúa al borde del cratón precámbrico en posición claramente extra cratónica.
- Un paleofondo oceánico se incorporó a la cadena permitiendo un acrecimiento del bloque continental.
- La tectónica del cinturón metamórfico es bastante completa.

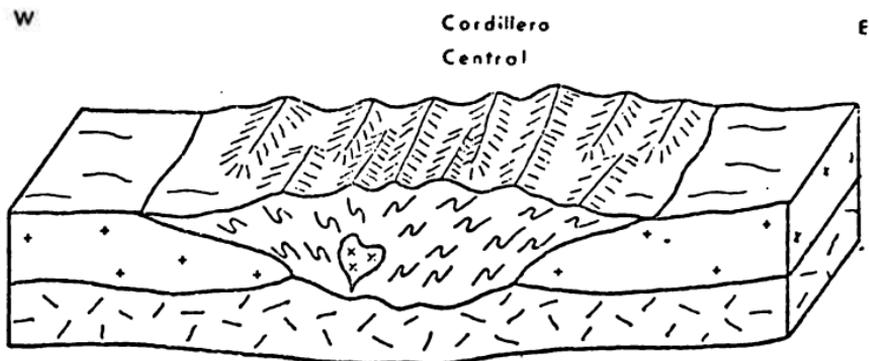
3.- Posición de los continentes.

La mayoría de las diversas reconstituciones de la posición de los continentes durante el Paleozoico Superior (Dullard y otros, 1955 ; Le Pichon, 1963; Dietz y Holden, 1970 entre otros), han representado un fondo oceánico al occidente de la Cordillera Central de Colombia. Uno de los principales problemas de estas reconstituciones ha sido la zona del Caribe. En efecto, para producir un cierre incompleto había necesidad de recortar la Península de Yucatán para que no se traslapara sobre Venezuela. Varios autores, entre ellos Carey (1958), Freeland y Dietz (1971), soslayan esta dificultad llenando la zona del Caribe de microcratones tales como los de Yucatán y Nicaragua que luego migrarían hacia el occidente durante el Mesozoico.

Un modelo presentado por Walper y Rowett (1972) indica que se podría cerrar totalmente el Paleocaribe situando la Península de Yucatán en contacto con la parte noroccidental de Suramérica septentrional. Como lo vimos anteriormente las características de la cadena tardiherciniana en Colombia parecen definir un modelo de cadena alpino y en consecuencia el modelo bicontinental de Walper y Rowett es aceptable desde este punto de vista. Otros modelos en parte similares al anterior fueron recientemente presentados por Van der Voo y otros (1974) y por Helwig (1975) y parecen implicar que el edificio tardiherciniano en Colombia sería el resultado de la combinación entre un sistema montañoso que proviene de Méjico Occidental y de otro que viene de los Apalaches y Ouachita. Estas hipótesis parecen en parte compatibles con las características de la cadena en Colombia, aunque la de Helwig está en desacuerdo con los análisis de Wickham y otros (1976), quienes asumen una colisión continente-continente para explicar la formación de las montañas Ouachita.

Es interesante anotar que desde 1955 Eardley había supuesto la presencia de un continente cercano al borde noroccidental de Suramérica y que Radelli (1967) postuló también un bloque de la misma naturaleza al occidente de la Cordillera Central, basándose en parte en la presencia de mármoles en el flanco occidental de esta cordillera.

Aunque el propósito de este trabajo no es tratar de resolver el problema de la reconstitución del Caribe a finales del Paleozoico, es interesante especular sobre posibles correlaciones entre la cadena tardi hercintiana colombiana y las regiones vecinas. Basándonos en el modelo de Walper y Rowett se podría considerar que las filitas de Palacaguana que afloran en Guatemala y Honduras, podrían corresponder a los esquistos de la Cordillera Central y que la fase tardi hercintiana documentada por Dengo (1968) en Centroamérica septentrional podría correlacionarse con los movimientos tardi hercintianos de Colombia, formándose una orogenia continua producida por la convergencia entre la placa norteamericana y más particularmente centroamericana septentrio-



nal y la placa suramericana.

También de acuerdo con este modelo la cadena tardihercintiana de Colombia sería bastante similar, por lo menos en cuanto a su génesis, a la cadena de los Apalaches, la cual según diversos autores, entre ellos Dietz y Holden (1974), se formó por la colisión entre Euro-África y Norte-África durante el Paleozoico Superior. Esta similitud no es casual, ya que se trata probablemente de la misma cadena que se desarrolló desde Europa hasta Suramérica septentrional y que incluía la cadena hercintiana de Europa, los Apalaches y las Mauritanides, Ouachita, Centroamericana septentrional y la cadena tardihercintiana de los Andes Septentrionales.

De todas maneras, en Colombia esta cadena en gran parte su-

práximica y cuya formación permitió un acrecimiento importante del continente, tiene características mucho más "alpinas" que "andinas". Obviamente esta situación se debe tener en cuenta para la elaboración de cualquier reconstitución de la zona del Caribe al final del Paleozoico.

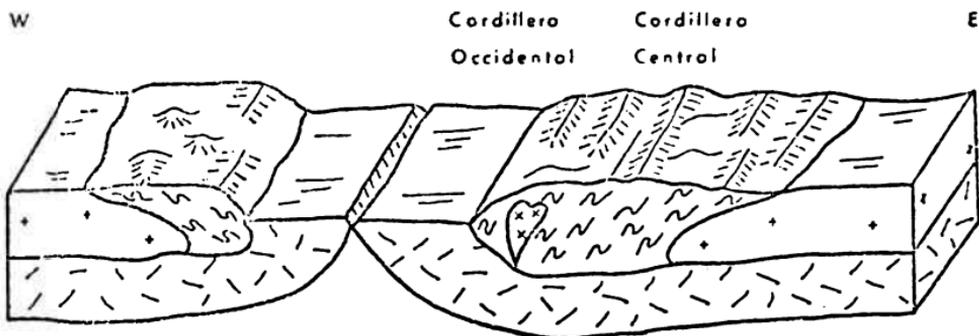
IV. — ORGANIZACION DE LA CADENA DURANTE EL MESOZOICO INFERIOR

A. — Ruptura de la cadena tardiherciniana

En Antioquia se presentan neises de alto grado de metamorfismo y plutones en el extremo borde occidental de la cadena herciniana. Además, de norte a sur, el ancho de los afloramientos de rocas metamórficas paleozóicas disminuye fuertemente. También en la Península de la Guajira las estructuras tardihercinianas parecen desaparecer bruscamente al norte y al noroeste. Estas situaciones hacen pensar que falta una parte del edificio paleozoico tardío.

Diversas hipótesis se pueden emitir para explicar este fenómeno: Irving (1974) considera que la parte occidental del cinturón metamórfico está cubierta por rocas más jóvenes. Sin embargo, los resultados geofísicos obtenidos por Case y otros (1971) y Meisner (1975) parecen indicar que no se presenta corteza continental al occidente de las fallas de Sabanalarga-Cauca y que por lo tanto el zócalo herciniano no estaría presente debajo de las rocas cretáceas de la Cordillera Occidental. También se puede considerar que la parte faltante del edificio desapareció por subducción debajo de la Cordillera Central. Sin embargo, esta hipótesis parece poco factible si se tienen en cuenta las dificultades que podría presentar la subducción de un material ya continentalizado. Nos parece más aceptable considerar que la actividad de un rift ocasionó la ruptura de la cadena herciniana al occidente del Complejo de Puquí y del plutón de Amagá de la Cordillera Central y al norte del Arco de Sevilla en la Sierra Nevada de Santa Marta. Una posible evidencia de la actividad de este rift es la presencia de diques de rocas básicas en el flanco occidental de la Cordillera Central. Diques de este tipo parecen ser una característica común de las etapas iniciales de la apertura de un rift en medio de un continente.

Esta hipótesis es compatible con el modelo propuesto por Walper y Rowett (1972) para la evolución del Caribe y con la divergencia de las placas de Norteamérica y Suramérica durante el Triásico propuesto por varios autores, entre ellos Le Pichon (1966) y Dietz y Holden (1970). Este rift del Caribe se prolongaba posiblemente hasta el Atlántico Norte, produciendo la separación entre Norteamérica y Euroáfrica, rompiendo así los Apalaches en dos partes.



En Colombia la actividad de este rift medio-oceánico permitió la generación de un nuevo fondo sísmico al occidente de la Cordillera Central y al norte de la Sierra Nevada.

B. - Organización andina durante el Juratriásico

Durante etapas más avanzadas de la apertura del Caribe se produjo una zona compresional entre esta placa oceánica y el continente suramericano. Como consecuencia de la compresión se creó una zona de subducción en el borde continental, o sea al occidente de la Cordillera Central y al noroccidente de la Sierra Nevada. Asociado con esta subducción se encuentra un cinturón magmático localizado a unos 100 kilómetros de la fosa, o sea en el borde oriental de la Cordillera Central, el Macizo de Santander y la Sierra Nevada. El cinturón magmático, compuesto de plutones y batolitos ácidos y de rocas volcánicas de composición intermedia, está datado entre 202 y 162 M.A. en

la Sierra Nevada (Tschanz y otros, 1974) y entre 193 y 160 M. A. en el Macizo de Santander (Goldsmith y otros, 1972). En el flanco oriental de la Cordillera Central Feininger y otros (1971) obtuvieron una edad de 160 M.A. para la diorita de Cañas (Ver figura 2 c).

Además González (1976) determinó la edad del batolito de Sonson en 160 M.A. En el Tolima Barrero y Vesga (1976) dataron en 143 M.A. el batolito de Ibagué. Estos mismos autores indican la presencia de plutones de 119 y 113 M.A., los cuales podrían representar el magmatismo más joven de este cinturón.

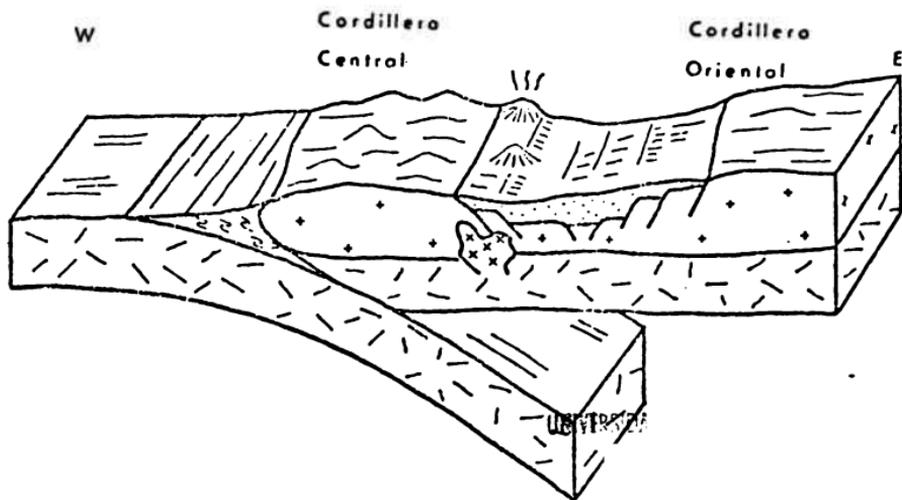
Más al sur, con base en las observaciones de los mapas geológicos de Colombia (Cediél y otros, 1976) y del Ecuador (SNGN, 1969), se puede suponer que el cinturón magmático se prolonga hasta la parte meridional del Ecuador.

La formación de un graben supracratónico en el Valle del Magdalena debe ser considerada también como una consecuencia de esta subducción. En efecto, la formación de una fosa tensional detrás o en la posición del cinturón magmático parece ser bastante común en la evolución de los arcos y de las cadenas liminares; Dubois y otros (1975) presentaron recientemente varios mecanismos que relacionan la subducción con la apertura de la fosa. Una sedimentación esencialmente continental caracterizada por la presencia de los estratos rojos del Grupo Girón (Cediél, 1968) rellena progresivamente el graben, siendo el tectonismo tensional contemporáneo de la sedimentación. El graben del Magdalena se prolonga al norte por la depresión del Cesar, situada ligeramente al sur del cinturón magmático de la Sierra Nevada. En Ecuador se depositan también los sedimentos continentales de la formación Chapiza (Tschopp, 1953).

En la actualidad no se conoce prácticamente nada de la sedimentación que habría tenido lugar al occidente de la Cordillera Central, ya que el Grupo Dagua, al que algunos autores habían considerado como de edad jurásica (por ejemplo Nelson, 1957 e Irving, 1971); es probablemente de edad cretácea (Restrepo y Toussaint, 1973 y Duque, com. oral. 1974). En el flanco occidental de la Cordillera Central, cerca al Páramo de San Félix, González (1976) reconoció la edad jurásica de algunos sedimentos marinos que reposan en discordancia sobre las rocas metamórficas paleozoicas. A esta secuencia se dio el nombre de For

nación Valle Alto, la cual constituye la única ocurrencia conocida actualmente de sedimentos jurásicos en el occidente co lombiano.

Es interesante anotar también que el cinturón magnético del Mesozoico inferior se sitúa por detrás del cinturón metamórfico del Paleozoico superior, lo que hace que el Arco de Sevilla en la Sierra Nevada y la parte central de la Cordillera Central y el frente volcánico, no sean afectados durante este evento.



Las características de los Andes Septentrionales durante el jura-triásico son claramente de tipo andino. Así, parece que la subducción tiene lugar en el borde del continente y que no se produce ningún acrecimiento continental. Un cinturón magnético se desarrolla sobre el continente a unos 100 kilómetros de la fosa y no se conoce ningún metamorfismo regional asociado a este evento. El tectonismo es esencialmente vertical con formación de un graben tensional supracratónico en el cual se depositan sedimentos predominantemente continentales.

Todos estos factores permiten atribuir la organización de los

Andes Colombianos durante el trias-jurásico a un modelo andino de cadena. Vale la pena destacar que probablemente sólo durante este corto lapso de tiempo entre el Triásico y el principio del Cretáceo los Andes Colombianos tuvieron un estilo similar al de los Andes Centrales de Perú.

V. — ORGANIZACION DE LA CADENA DURANTE EL CRETACEO

A. — Generación y obducción de corteza oceánica durante el cretáceo temprano

El Cretáceo es uno de los períodos más complejos en la evolución de los Andes colombianos y por eso lo estudiaremos con más énfasis. Además, gracias a una financiación de Colciencias nos fue posible hacer determinaciones radiométricas de edad de algunas rocas del occidente colombiano, lo que permite restringir el número de hipótesis que se puedan emitir sobre la región.

1.- A comienzos del Cretáceo el primer evento que se puede reconocer es la formación de rocas básicas y ultrabásicas que componen el llamado Complejo Ofiolítico del Cauca (Restrepo y Toussaint, 1974). La secuencia consiste de dunitas, peridotitas, gabros, dioritas y basaltos espiliticos con delgadas intercalaciones de sedimentos marinos.

Este conjunto ofiolítico se formó en un rift situado al occidente de la Cordillera Central y, aunque la localización del rift no se conoce con precisión, debió estar situado relativamente cerca al continente. A nivel especulativo se puede postular la existencia de fallas de transformación asociadas al rift, las cuales pueden estar expresadas en alineamientos de dirección aproximada N 45 W, tales como el de Río Arma- Río Cauca- Río Penderisco y el del Río Tonusco- Río Sucio- Río León. La corteza oceánica que se formó en el rift ha sido datada tanto radiométrica como paleontológicamente. De un gabro bandeado se obtuvo una edad de 131 M.A. (Ver Tabla 1) que corresponde al Cretáceo temprano (Ver figura 2 d).

En la localidad de Arma basaltos espiliticos contienen delgadas intercalaciones sedimentarias con abundantes pelecípodos y gastrópodos, a los cuales se les han asignado

un rango de edad barremiano-optiano (Totero y otros, 1971).

Encima de la corteza oceánica recién formada se depositaron lutitas y liditas del llamado Grupo Cañasgordas. Los fósiles más antiguos de este grupo indican una edad barremiana a albiana (Feininger y otros, 1972) que confirma la edad Cretácea temprana de la corteza oceánica.

En el oriente colombiano la depresión formada durante el Jurásico sigue en subsidencia, en particular en la zona de Bogotá, y una espesa secuencia de sedimentos marinos se deposita durante todo el Cretáceo (Burgl, 1961).

A mediados del Cretáceo temprano el mar se extendió también a la Cordillera Central, quedando ésta convertida en una plataforma poco profunda de la cual emergían algunas islas. Así, durante el Albiano las tres cordilleras quedaron sumergidas, estando comunicados el mar de la Cordillera Oriental con el de la Occidental. Los sedimentos que se depositaron en la Cordillera Central consisten de conglomerados, lutitas, liditas y calizas que contienen algunos fósiles de edad barremiana a albiana (Ver Toussaint y Restrepo, 1974).

En Ecuador la corteza oceánica fue también datada del cretáceo temprano por Coossens y Rose (1973), quienes la llaman Complejo Igneo-Básico. Consideramos que este Complejo Igneo Básico se debe correlacionar por su naturaleza y por su edad con el Complejo Ofiolítico del Cauca.

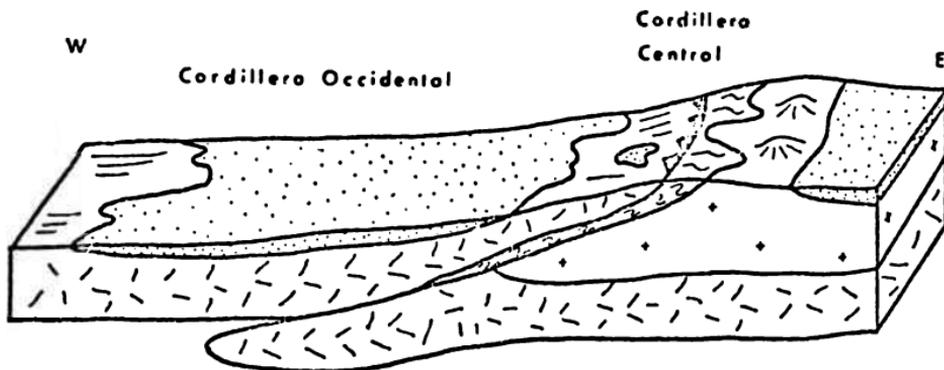
2.- Obducción y Consecuencias.

Al terminar el Cretáceo temprano se produjo una fuerte compresión entre la placa sudamericana y la placa oceánica, lo que produjo el cabalgamiento de la corteza oceánica sobre el basamento y los sedimentos de la Cordillera Central (Restrepo y Toussaint, 1974). Debido a la intensa erosión posterior la amplitud del manto se desconoce, pero su extensión mínima se indica en la Fig. 2 e,

en la cual aparecen el límite del zócalo y los afloramientos actuales de las ofiolitas.

En lo que aún queda de las rocas del Complejo Ofiolítico existen yacimientos minerales importantes: magnesita de Bolívar, Valle (Gómez y Ortiz, 1971), cromita en la dunita de Medellín, esbestos de crisotilo en serpentinitas del norte de Antioquia (Alzate, 1972) y lateritas níquelíferas en los límites de Antioquia y Córdoba (Velásquez, 1969).

Aunque, de acuerdo a la definición de obducción como cabalgamiento de corteza oceánica sobre corteza continental (Co-



leman, 1971), el límite occidental de la obducción sería el borde del zócalo, se pudo haber producido también cabalgamiento de corteza oceánica sobre corteza oceánica, explicándose así el gran espesor de corteza oceánica en la Cordillera Occidental que postula el modelo geofísico de Meisner (1975).

La obducción produjo considerables fenómenos dinámicos en las rocas metamórficas paleozoicas, en los sedimentos cretáceos y aún en las mismas ofiolitas. En la región del Río Cauca, entre Supía y La Pintada, se produjo un metamorfismo regional de presión media, o sea barrovisano. Ahí la secuencia metamórfica consiste de esquistos cloríticos, es-

quistos sericíticos negros y anfibolitas granatíferas, las cuales están estrechamente asociadas con rocas ultrabásicas serpentinizadas del Complejo Ofiolítico del Cauca.

A la secuencia la hemos denominado informalmente Grupo Arquía (Restrepo y Toussaint, 1975). Aparentemente estas rocas son los equivalentes metamórficos de la corteza oceánica, aunque pudo haber una mezcla de diversos materiales. De una anfibolita granatífera se obtuvo una datación de 110 MA. (ver tabla 1).

La extensión del metamorfismo cretáceo aún se desconoce, ya que anteriormente se había considerado que en la región existía un solo metamorfismo regional. Sin embargo, la distinción entre el metamorfismo Abukuma y Barroviano en la zona presenta algunos problemas. El mineral clave para la distinción entre los dos tipos de metamorfismo en rocas básicas es la presencia de granate almandino en el Barroviano y su ausencia en el Abukuma. En grados bajos, donde no se ha desarrollado aún el almandino, la mineralogía de esquistos verdes es muy semejante en ambos tipos de metamorfismo y en consecuencia puede ser muy difícil distinguir las rocas del Grupo Arquía de las paleozóicas de bajo grado. Para separar estos dos grupos va a ser necesario realizar numerosas dataciones radiométricas.

Anfibolitas con granates se encuentran cerca a la población de Caldas, Antioquia (Echeverría, 1974). En el flanco occidental de la Cordillera Central al nivel de Manizales, D. Mosquera (com. oral, 1976) documentó una secuencia de rocas metamórficas y serpentinitas similares a las del grupo Arquía. Cerca a Pijao, Quindío, anfibolitas con granates están también asociadas a serpentinitas (D. Suescún, com. oral, 1975).

En otras partes, anfibolitas o esquistos cloríticos actinolíticos no contienen granates pero la asociación espacial con rocas del Complejo Ofiolítico del Cauca hace suponer que también pueden pertenecer al Grupo Arquía. Este es el caso de las anfibolitas del Puente de Occidente en Santa Fe de Antioquia y de algunas de las rocas metamórficas de la localidad de Ituango. En una muestra cercana a esta localidad se encontró cianita en metasedimentos pelíticos (H. González y T. Feininger, com. oral, 1974).

Así el llamado Grupo Valdivia (Hall y otros, 1972) podría ser en parte correspondiente al Grupo Arquía. Igualmente, esquistos verdes del Grupo Cajamarca (Nelson, 1957) podrían ser cretáceos. Aunque allí no parecen estar presentes las rocas ultrabásicas, sí hay diabasas que podrían hacer parte del Complejo Ofiolítico. Más al sur, las rocas metamórficas del flanco occidental de la Cordillera Central también están asociadas espacialmente con rocas ultrabásicas.

Localmente, en las rocas metamórficas paleozoicas la obducción produjo polimetamorfismo. En los alrededores de Medellín la anfibolita que subyace la dunita serpentinizada fue convertida en esquistos cloríticos actinolíticos en una zona de unos 15 metros inmediatamente debajo de la dunita. Una actinolita de este esquisto dio una edad de 100 M.A. (Ver Tabla 1) que corresponde al límite del Cretáceo temprano-Cretáceo tardío. El corto intervalo entre la formación de las ofiolitas (131 M.A.) y su emplazamiento tectónico (110-100 M.A.) permite suponer que el rift que generó la corteza oceánica debió haber estado a poca distancia de la Cordillera Central.

Los sedimentos cretáceos de la Cordillera Central sufrieron fuerte plegamiento durante la obducción acompañado del aplastamiento de cantos de conglomerados, estiramientos de fósiles y formación de una esquistosidad incipiente (Toussaint y Restrepo, 1974). Además, con la corteza oceánica obducida también fueron transportados los sedimentos de mar profundo que quedaron juxtapuestos a los sedimentos autóctonos de aguas más someras. Hay que anotar que este puede ser el caso de la Formación San Pablo-asociada a basaltos del Complejo Ofiolítico y probablemente alóctona -y de la Formación La Soledad -autóctona - las cuales fueron descritas por Hall y otros (1972) al norte de Yarumal. También en el sur de Antioquia y norte de Caldas aparecen la Formación Quebradagrande asociada a rocas verdes y la Formación Abejorral, autóctona. También hay que anotar que la sedimentación marina en la Cordillera Central cesó por completo durante el Albiano, lo cual parece ser una consecuencia de la obducción.

3.- Características y extensión de la obducción.

A finales de Cretáceo temprano el occidente colombiano tiene características netamente alpinas marcadas por el cabalgamiento

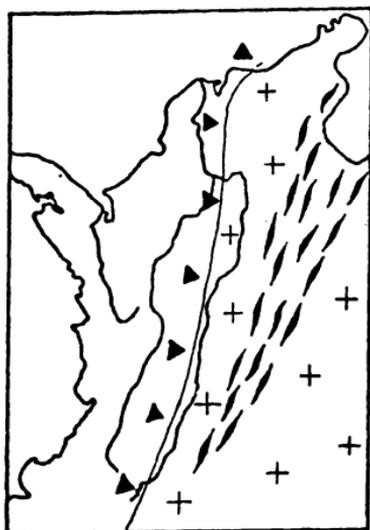
to de las ofiolitas sobre el continente y por el desarrollo de un importante metamorfismo. Estas características alpinas parecen prolongarse hasta la Cordillera Caribe en donde el complejo ofiolítico del Grupo Villa de Cura, que representaría también una corteza oceánica, sufre un cabalgamiento asociado a un intenso metamorfismo ligeramente antes del Albiano (González, 1969). En la Sierra Nevada, Mac Donald y Murley (1969) dataron entre 110 y 123 M.A. una parte de los escuditos de Concha y en la Isla de los Monjes Santomaría y Schubert (1974) dataron en 115 M.A. una ortoamfibolita. Estas edades corresponden al primer evento metamórfico de la provincia de Ruma (Doolan y McDonald, 1969). También en la Guajira afloran varios cuerpos de rocas ultrabásicas y de eclogitas según Lockwood (1965). La contemporaneidad de estos eventos con los ocurridos en el occidente colombiano hace pensar que ambos están relacionados y que son la consecuencia del desajuste durante el Aptiano-Albiano entre la placa sudamericana y las placas adyacentes, la cual a su vez pudo ser producida por el comienzo de apertura del Atlántico sur durante el Cretáceo inferior (Le Pichon y Hayes, 1971).

Hacia el sur, en el Departamento del Quindío, la obducción puede estar marcada por la presencia de diabasas en la cumbre de la Cordillera Central (Alto de la Línea); allí, las diabasas descritas por Nelson (1957) no parecen estar intruyendo a las rocas metamórficas del Grupo Cajanamarca (D. Mosquera, com. oral, 1976).

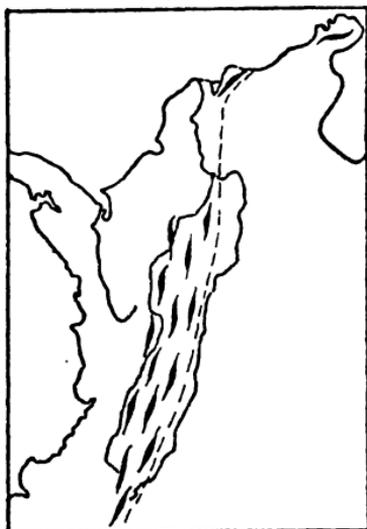
En el Departamento de Mariño, Grosse (1935) indica la existencia de algunos cuerpos de serpentinitas que podrían pertenecer al complejo ofiolítico obducido. En el occidente del Ecuador las relaciones entre el Complejo igneo-básico y las rocas del zócalo continental no parecen estar suficientemente claras como para definir el tipo de empujamiento que podría haber sido por subducción o por obducción.

B. - Subducción durante el cretáceo tardío

Después del corto período de obducción la compresión entre la placa continental y la placa oceánica se expresó en la formación de una zona de subducción al occidente de la Cordillera Occidental (Paleofosa del Atrato?), ~~la~~ ~~cual~~ ~~parece~~ ~~haber~~ ~~esta-~~



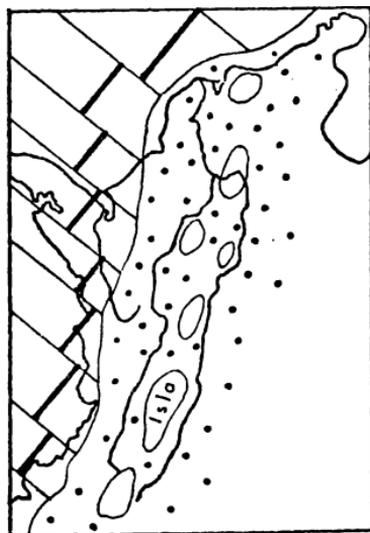
a. - Ordeviciano



b. - Paleozoico tardío

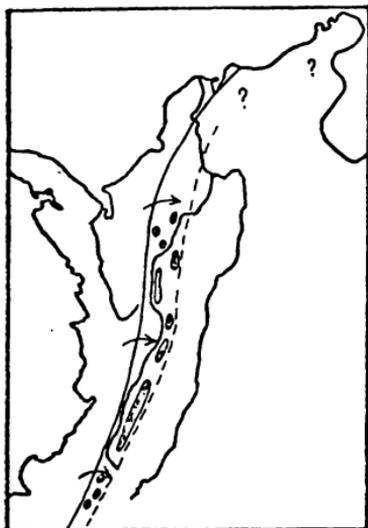


c. - Jurásico

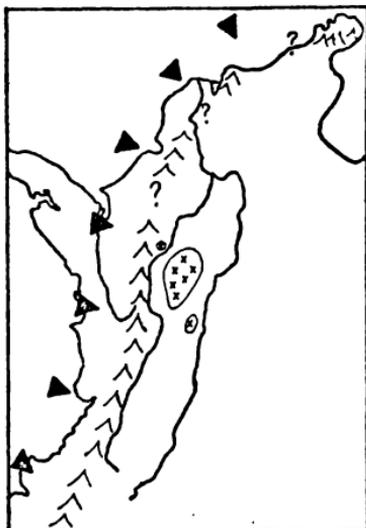


d. - Cretáceo temprano

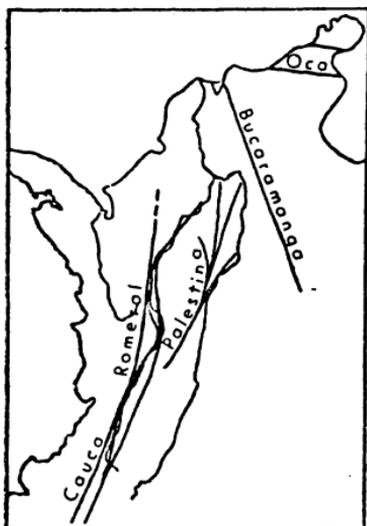
Figura 2. Esquemas que muestran las sucesivas etapas del



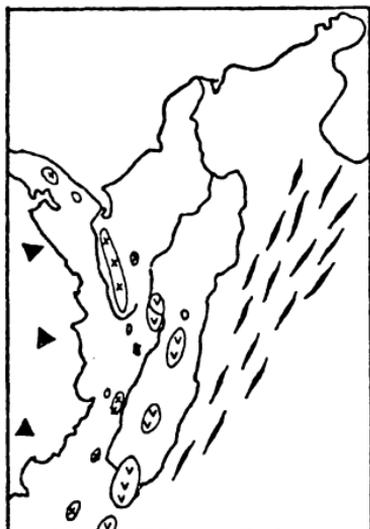
e. - Albiano



f. - Cretáceo tardío



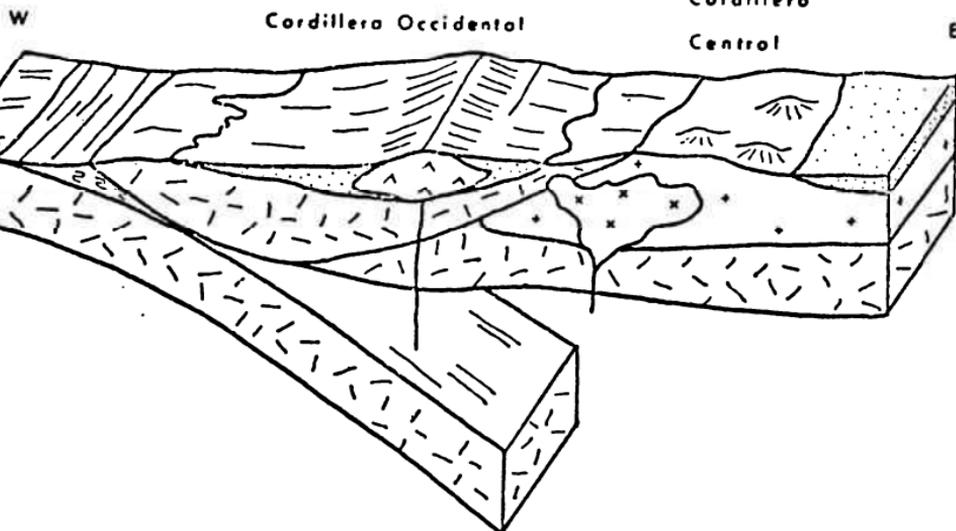
g. - Cretáceo tardío - Terciario temprano



h. - Terciario

do activa hasta principios del Terciario. Debido a la posición occidental de la zona de subducción, la corteza oceánica cretácea inferior quedó adherida al continente de dos maneras: una parte obducida sobre la Cordillera Central y otra entre la zona de subducción y el continente, formando el basamento de la Cordillera Occidental.

Como consecuencia de la subducción se generaron plutones tonalíticos en la Cordillera Central y un arco magmático básico en la Cordillera Occidental, entendiendo ambas cordilleras como entidades geológicas, ya que los límites geográficos no siempre coinciden con los geológicos. Los batolitos y pluto-



nes menores han sido datados en 96 M.A. para el stock de Pescado (Hall y otros, 1972), 80-69 M.A. para el batolito antioqueño (Tótero, 1964; Pérez 1957) y 55-49 M.A. para plutones del Tolima (Barrero y Vesga, 1976). Estos plutones, junto con las rocas metamórficas paleozoicas, forman el núcleo de la Cordillera Central.

Sobre las rocas metamórficas, los sedimentos cretáceos y el manto ofiolítico los plutones produjeron metamorfismo de contacto pero no metamorfismo regional. Tampoco hay evidencia de que hubiera volcanismo asociado al plutonismo.

En el flanco oriental de la Cordillera Occidental se formó un arco magnético básico compuesto de gabros, basaltos almohadillados y tobas que se ha denominado Arco de Altamira (Pastre y Toussaint, 1975). Un gablo de la secuencia fue datado por el método K/Ar y se obtuvo una edad de 92 M.A. o sea Turoniana (Ver tabla 1). La faja que aflora hoy en día tiene un ancho E- W de unos 20 kilómetros y se extiende al menos a lo largo de 130 kilómetros. En la parte septentrional fue estudiada por Hall y otros (1972), en el extremo occidental de la plancha H.8 (Yarumal). (Ver figura 2 f).

Más al norte, en los Departamentos de Córdoba y Bolívar, Duque (1972) encuentra rocas básicas asociadas a sedimentos marinos del Cretáceo tardío; éstas siguen el mismo alineamiento del arco y probablemente son su prolongación septentrional. Al sur del Departamento de Antioquia las rocas del Arco están cubiertas por las rocas volcano-sedimentarias terciarias. Más al sur en el Departamento del Valle el arco puede estar representado por basaltos almohadillados y gabros del Grupo Diabásico (Nelson, 1957), aunque éste puede incluir rocas de diferentes orígenes.

En estudio reciente Colmenares y otros (1976) encuentran que los gabros del Diabásico pasan a dioritas y aún granodioritas, lo que parece apoyar la hipótesis de que al menos parte del Grupo Diabásico hace parte del arco.

En Altamira, la secuencia básica ha sido estudiada en detalle por Ramírez (1976) quien estableció la naturaleza comagnética de los gabros, basaltos y tobas. El espesor que estima de basaltos almohadillados es de unos 1000 metros y el de tobas de aproximadamente 500 metros. Un poco al norte, en la carretera Santa Fe de Antioquia-Dabeiba, la secuencia presenta características semejantes a las de Altamira, observándose claramente que intruye sedimentos del Grupo Cañasgordas. Ahí se presenta además mayor variación en la mineralogía y textura en las rocas (E. Parra, com. oral, 1976). En esta zona hay gran abundancia de laumontita, que junto con calcita, rellena cavidades, aunque también parece estar reemplazando fragmentos de rocas piroclásticas. Prehnita y pumpellyita se presentan comúnmente en basaltos, ya sea relleno de vesículas y grietas o reemplazando la brecha interpillow. La prehnita normalmente

está asociada con cuarzo o calcita y clorita. La presencia de estos minerales indica el desarrollo de un metamorfismo regional en las facies ceolita y prehnita-pumpellyita, que corresponde al metamorfismo de grado muy bajo de Winkler (1974).

Aquí, como en la mayoría de las zonas que se han descrito con este tipo de metamorfismo (Miyashiro, 1973), la textura ígnea original se conserva bastante bien. En los basaltos del Grupo Diabásico (Nelson, 1957) de las cercanías de Cali (Cerro de las Tres Cruces) también se han encontrado prehnita y laumontita (muestras recolectadas por F. Calderón) lo cual puede indicar la extensión hacia el sur de este metamorfismo.

En la Sierra Nevada de Santa Marta y en la Península de la Guajira un intenso metamorfismo se desarrolla a finales del Cretáceo superior y principios del Terciario (Tschanz y otros, 1974 ; Doolan y Mac Donald, 1969). Este evento corresponde a parte del metamorfismo de la provincia de Ruma, (Doolan y Mac Donald, 1969) y parece prolongarse en las islas del Caribe Venezolano (Santamaría y Schubert, 1974).

Gansser (1973) considera que el Grupo Dagua en la Cordillera Occidental colombiana sería el equivalente del metamorfismo de la Provincia de Ruma. Esta hipótesis parece factible y es interesante plantear la posibilidad de que también el metamorfismo del Grupo Dagua sea la prolongación al Sur del metamorfismo asociado al Arco de Altamira, aunque tal vez a mayor temperatura y con mayor deformación. La asociación mineralógica que indica Nelson (1957) para las filitas verdes actinolita - clorita y clinzoisita- es típica de la facies esquistos verde.

En Ecuador, tanto Faucher y Savoyat (1973), como Goossens y Rose (1973), consideran que la evolución del occidente ecuatoriano es también del tipo arco insular durante el Cretáceo tardío.

La sedimentación del Grupo Cañasgordas prosiguió durante el emplazamiento del Arco de Altamira y aún después de éste. Parece que ya en este momento la sedimentación corresponde a areniscas sucias formadas en parte por detritus del Arco y algunas calizas impuras. En estas rocas se han encontrado fósiles

NUMERO DE LA MUESTRA	TIPO DE ROCA	MINERALES ANALIZADOS	LOCALIZACION	K 40 p.p.m.	Ar 40 Radiogénico p.p.m.	EDAD M.A.
2833 A	Gabro (Pueblito)	Hornblenda	Long. W 75° 45' Lat. N 6° 10'	0,066	0,000525	131 ± 9
2825 A	Anfibolito (Arquía)	Hornblenda	Long. W 75° 35' Lat. N 5° 31'	0,157	0,001045	110 ± 5
2875 A	Esquistos Actinolítico (Medellín)	Actinolito	Long. W 75° 31' Lat. N 6° 20'	0,061	0,000368	100 ± 8
2835 A	Gabro (Altomira)	Plagioclasa	Long. W 75° 53' Lat. N 6° 13'	0,108	0,000603	92,5 ± 4,2

Análisis por Geochron - Cambridge - Massachusetts - U.S.A

Tabla I. Resultados de los análisis radiométricos

de edad turoniana y coniaciana (Olsson, 1956 ; Alvarez y Eckart, 1970).

Durante el Cretáceo la cadena de los Andes tiene características mixtas. La incorporación de material oceánico, sea por obducción acompañada por metamorfismo (cretáceo temprano) o por acrecimiento (cretáceo tardío), es una característica alpina, mientras que el magmatismo (cretáceo tardío) es de tipo arco suprasaónico en la Cordillera Occidental y de tipo andino en la Cordillera Central.

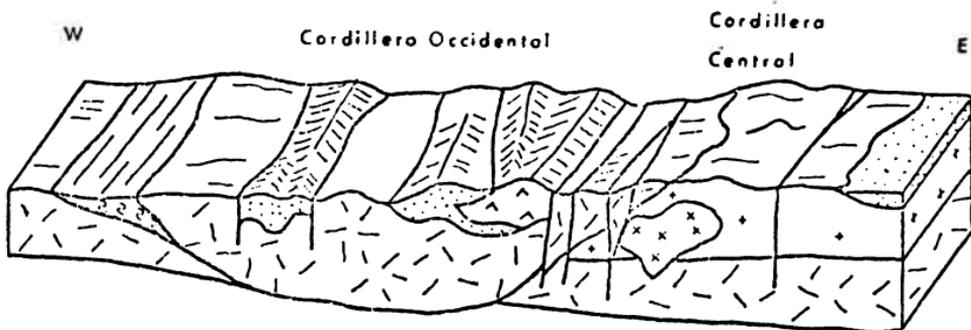
C. — Folios de rumbo

A finales del Cretáceo o principios del Terciario una importante fase tectónica afecta el occidente colombiano (Duque, 1971), plegando fuertemente los sedimentos del Grupo Cañasgordas. Además, ambas márgenes de la Cordillera Central fueron afectadas por grandes fallas de rumbo (Ver figura 2 g).

En el lado oriental las fallas de Palestina, Otú, El Dagle, etc. han sido bien documentadas por Feininger (1970), quien determinó la magnitud de los desplazamientos. Las fallas son de varias edades, ya que la Falla de Palestina corta a las del Nuc, El Dagle y Otú. Lo único que se sabe con certeza sobre la edad es que estas últimas son post-albinas, ya que cortan los sedimentos aptiano-albianos, considerándose probable que las fallas tuvieron su primer desarrollo en el Cretáceo tardío (Feininger y otros, 1972). y que la falla de Palestina corta el stock de Florencia, datado en 55 M.A. por Barrero y Vesga (1976).

En el flanco occidental de la Cordillera Central y en el Valle del Río Cauca hay otra extensa zona de fallas conocidas como el Sistema Cauca-Romerol que según Barrero y otros (1969), se extiende por lo menos 800 kilómetros desde el sur del Departamento de Córdoba hasta el sur del Departamento de Mariño. A este sistema la mayoría de los investigadores, por ejemplo : Irving, 1971; Hall y otros, 1972; Restrepo y Toussaint, 1974) lo han considerado como de rumbo. Aunque no se conoce exactamente ni el sentido ni la magnitud del desplazamiento se supone que la de Romeral sea dextralateral (Irving, 1971). Tal vez las razones por las cuales no se ha podido determinar el movimiento sean que el sistema es aproximadamente paralelo a las estructuras de la región y que las fallas parecen tener

un apreciable desplazamiento vertical. Además, muchas de las fallas de la zona han sufrido removilizaciones posteriores, cortando sedimentos terciarios. Como fase principal del Sistema Cauca-Romeral hemos considerado la que produjo zonas de metamorfismo dinámico fuerte caracterizadas por la presencia de milonitas y filonitas. El espesor de las zonas trituradas varía entre algunas decenas de metros y dos kilómetros (González, 1974). En la carretera Albania-Bolombolo, cerca a Titiribí, se pudo determinar un rango de edad para una de las fallas de la fase principal. Ahí la falla pone en contacto rocas del Arco de Altamira con rocas metamórficas, pero no afecta la Formación Antioquia (Terciario carbonífero) de edad oligocena, (Van der Hammen, 1958), estableciéndose así una edad post turo-niana (92 M.A.) y pre oligocena.

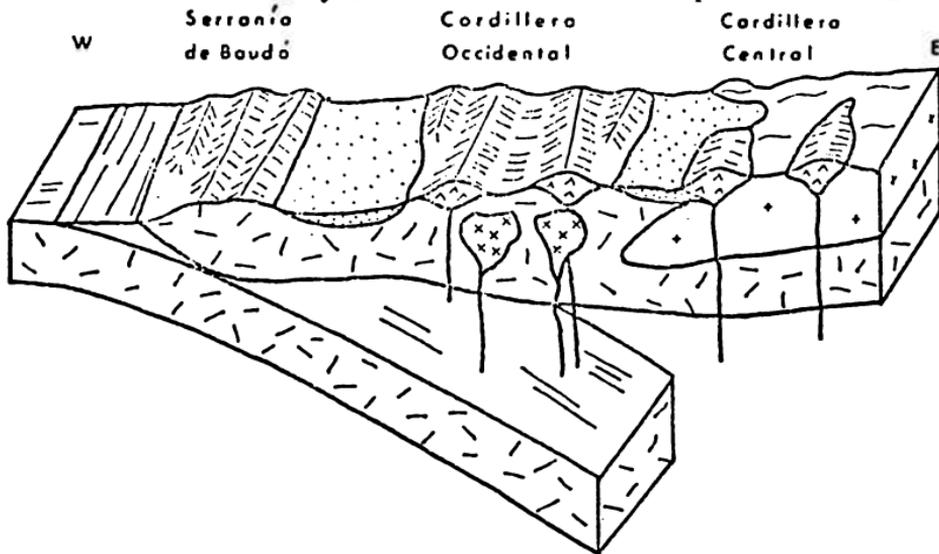


Otras fallas de rumbo importante afectan la región nororiental de Colombia. Según algunos autores, como Campbell (1965) y Malfait y Dinkelman (1972), la falla sinestrolateral de Bucaramanga-Santa Marta y el Sistema de fallas dextralateral Oca-Cuisa se formaron durante el Terciario por el desplazamiento hacia el noroccidente de la parte septentrional de Suramérica en relación con la placa Caribe.

VI.- ORGANIZACION DE LA CADENA DURANTE EL TERCIARIO

A. - El Occidente Colombiano

A principios del Terciario se formó una nueva zona de subducción situada al occidente de la Serranía de Baudo y de Centroamérica meridional. La incorporación de esta Serranía, que según Butterlin (1973) representaría una corteza oceánica levantada, se tradujo por un nuevo acrecimiento continental. El cambio de dirección entre la subducción cretácea tardía, que tuerce hacia el NE y la subducción terciaria que tuerce hacia



el NE, está bien marcada en los alineamientos observados a lo largo en el golfo de Urabá. Allí, según el mapa de Colombia (Codiell y otros, 1976) las direcciones NE paralelas a la costa Caribe de Colombia están cortadas por la dirección NW paralelas a la costa de Panamá.

La edad del salto de la subducción hacia el occidente está documentada por las edades del magnetismo cuya posición también salta al occidente. Así, el Batolito del Bosque datado en 49 M. A. (Barrero y Vesga, 1976) y situado en el flanco oriental de la Cordillera Central se puede considerar como producto de la

subducción cretácea terciaria, mientras que el plutón de Mandé, datado en 34 M.A. (Botero, 1975), situado en el borde occidental de la Cordillera Occidental, puede ser considerado como relacionado con la subducción terciaria localizada al occidente de la Serranía de Baudó.

Como consecuencia de esta subducción un cinturón magmático se desarrolló en la Cordillera Occidental, del cual algunos plutones fueron datados entre 34 M.A. para el batolito de Mandé y 11 M.A. para el plutón de Urrao (Botero, 1975). El emplazamiento de ellos permitió un principio de cratonización de la Cordillera Occidental (Ver figura 2 h).

Hay también que anotar que durante este período el magmatismo tiene una cierta tendencia a migrar hacia el oriente, siendo este fenómeno bastante claro al nivel de Antioquia. Así, de occidente a oriente se encuentran sucesivamente el Batolito de Mandé (34 M.A.), el plutón de Urrao (11 M.A.), los porfidos andesíticos tipo Combia en el Valle del Cauca (8 y 7 M.A., González, 1976) y el pórfido andesítico de Puente Linda en el eje de la Cordillera Central (3 M.A., González, 1976).

En el flanco oriental de esta Cordillera, Barrero y Vesga obtuvieron una edad de 3,5 M.A. para el Pórfido de El Morro. Además, el volcanismo cuaternario se sitúa también en el eje de esta Cordillera.

Según diversos autores, en particular Audebaud y otros (1973), se observa una migración en el mismo sentido en el Perú, siendo este fenómeno característico de los Andes Centrales. Sin embargo, existe una diferencia esencial entre los Andes Centrales y la Cordillera Occidental de los Andes septentrionales en el sentido de que en ésta el magmatismo ácido e intermedio se desarrolla sobre una corteza oceánica y no como en el Perú, donde es sobre un zócalo continental. Por lo tanto, durante el Terciario la Cordillera Occidental de Colombia corresponde más bien a un arco maduro suprasísmico, cuyo desarrollo permite una continentalización progresiva de este dominio.

Este cinturón magmático sigue al norte por el arco de Sautatá

según el mapa geológico de Colombia (Cediel y otros, 1976) y por Centroamérica (Dengo, 1968). Tanto este último autor como Pichler y otros (1974) anotan que el magmatismo se vuelve progresivamente más ácido durante el Cenozoico, lo que parece indicar también una continentalización progresiva de Centroamérica.

Hacia el sur de Colombia, la granodiorita de los Alisales en Mariño fue datada en 30 M.A. (Botero, 1975) y en la Cordillera Occidental de Ecuador se conocen también intrusiones granodioríticas consideradas como de edad Terciaria (Faucher y Savoyat, 1973).

Así el cinturón magmático cenozoico se prolonga desde centroamérica meridional hasta Ecuador. Además es interesante anotar que el alto gravimétrico que Case y otros (1971) documentaron en la Cordillera Occidental, en el Arco de Sautatá y en Panamá sigue aproximadamente el eje del cinturón magmático.

La depresión del Atrato, posible paleofosa de la subducción cretácea, se relleno durante el Terciario de una espesa sedimentación marina. Esta secuencia hace parte del Geosinclinal Bolívar de Schuchert (1934), el cual fue estudiado detalladamente en el norte de Colombia por Duque (1971). Además, este autor correlacionó las secuencias sedimentarias desde la Costa Caribe de Colombia hasta el sur de Ecuador, reconociendo además dos fases tectónicas bien marcadas, una cretácea superior paleocena y otra miocena superior.

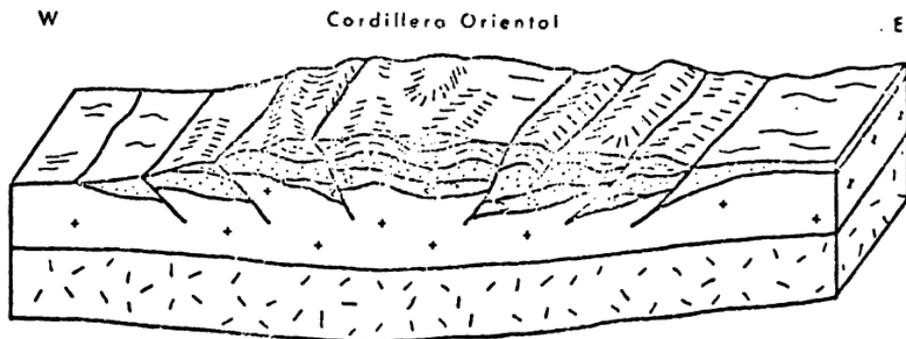
En la Sierra Nevada de Santa Marta y en la Cordillera Caribe el metamorfismo de la provincia de Ruma, mencionado antes, está acompañado por un magmatismo que se desarrolla durante el Terciario Inferior (Tschanz y otros, 1974; Santamaría y Schubert, 1974), lo que hace suponer la actividad de subducción al norte de las costas de Colombia y Venezuela.

B. — El Oriente Colombiano

En la Cordillera Oriental los sedimentos continentales y marinos que se habían depositado allí desde el Triásico fueron intensamente plegados y fallados durante las llamadas fases andinas, principalmente durante el Mioceno y Plioceno (Van der Hammen, 1958).

Estos movimientos permitieron la formación de una cadena típicamente intracontinental caracterizada por la ausencia de plutonismo y de metamorfismo y por la diferencia bien marcada entre la tectónica de cobertura y la de zócalo. Consideramos que el comportamiento de la Cordillera Oriental durante el Terciario se puede tomar como uno de los mejores ejemplos de cadena intracontinental.

Es interesante hacer notar el hecho de que durante el Terciario se observa una yuxtaposición de dos modelos de cadena, siendo el occidente de tipo arco y el oriente de tipo intracoutinental.



Finalmente, durante el pliocuaternario el volcanismo se localiza en el eje de la Cordillera Central y se levantan las cordilleras para formar los actuales relieves. La Cordillera Central durante el Cenozoico sólo se ve afectada en este momento por un volcanismo de tipo andino.

CONCLUSIONES

- 1) Los Andes de Colombia son el resultado de la superposición de varias orogenias que corresponden a diferentes modelos de cadenas, cada uno con características y estilos propios.

En este trabajo se reconocen los siguientes modelos de cadena:

- El tipo alpino aparece predominantemente en la Cordillera Central durante el Paleozóico Tardío y durante el Cretáceo,
 - El tipo andino caracteriza el Oriente durante el Jurásico,
 - El tipo intracontinental rige durante el Terciario para la Cordillera Oriental,
 - El tipo arco suprasímico se aplica a la Cordillera Occidental durante el Cretáceo Tardío (arco inmaduro) y el Terciario (arco maduro).
- 2) La migración del magmatismo no es siempre en el mismo sentido. Esta se hace de oriente a occidente entre la orogenia caledoniana y la herciniana, así como del Jurásico hasta principios del Terciario, y de occidente a oriente entre el Paleozóico Tardío y el Triásico y durante el Cenozoico.

La migración predominante de los cinturones magmáticos refleja los sucesivos saltos de las zonas de subducción hacia el occidente. La posición anómala del cinturón herciniano con respecto al cinturón juratriásico podría explicarse por la ruptura de la cadena bicontinental herciniana producida durante el Triásico.

La migración gradual hacia el oriente que se produce en el cinturón cenozoico es semejante a la que ocurre en zonas de subducción estables como en los Andes Centrales.

- 3) Los cinturones metamórficos migran siempre hacia el occidente, aunque algunos se superponen parcialmente. Así, en la

zona del Río Cauca se pueden presentar tres metamorfismos de edades y orígenes distintos :

-un metamorfismo Abukuma en la Cordillera Central supuestamente producido por la colisión entre Suramérica septentrional y Centroamérica durante el Paleozóico Tardío,

-un metamorfismo barroviario en las márgenes del Río Cauca producido probablemente por la obducción de ofiolitas sobre el continente durante el Cretáceo Temprano.

-un metamorfismo de muy bajo grado asociado al arco volcánico básico de edad Cretáceo Tardío.

- 4) El carácter mixto de los Andes Septentrionales se debe a que en ciertos momentos de la historia de esta cadena la obducción y la acreción al continente de corteza oceánica imprimieron características alpinas, como en Venezuela, mientras que en otros la cadena se desarrolló encima del continente, predominando así las características andinas, como en los Andes Centrales de Perú y Chile.
- 5) Debido a las consideraciones anteriores, no se puede atribuir una sola edad y un solo modelo a ninguna de las tres cordilleras. Cada una de ellas es el producto de tectónicas superpuestas y por eso para entenderlas es necesario situar en el tiempo y en el espacio los diferentes eventos que han intervenido en su construcción.

BIBLIOGRAFIA

- ALVAREZ, J. y ECKART, F., 1970, Geología detallada de la parte suroeste del cuadrángulo I-8: Tesis, Fac. Minas, Medellín, 64 p.
- ALZATE, B., 1972, Fundamento sobre asbestos-cristalo, tesis, Fac. Minas, Medellín, 99 p.
- AUBOUIN, J., 1972, Chaines liminaires (Andines) et chaines geosynclinales (Alpines): XXIV Cong. Int. Geol., Montreal, p. 438-461.
- AUBOUIN, J., 1973, Reflexión sobre la organización de las cordilleras sudamericanas: II Cong. Lat. Amer. Geol., Caracas, 13 p.
- AUBOUIN, J., 1975, Précis de Geologie: Tectonique, tectonophysique, morphologie, Tomo III, 3a. ed., París, Dunod, 719 p.
- AUDEBAUD, E., y Otros, 1973, Les traits géologiques essentiels des Andes Centrales (Perou-Bolivie): Rev. Geog. Phys. Geol. Dyn., v. 15, p. 73-114.
- BADHAM, J.P. y HALLS, C., 1975, Microplate tectonics, oblique collisions and evolution of the Hercynian orogenic systems: Geology, v.3, p. 373-376.
- 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.
- 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 Fosilífero 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.
- BULLARD, E.; EVERETT, J. y SMITH, A., 1965, The Fit of the continents around the Atlantic: Symposium on continental drift, Royal Soc. Lond. Phil. Trans., v. 258 A, p. 41-51.
- BUTTERLIN, J., 1969, A propos de la geologie des Andes de Colombie: Rev. Geog. Phys. Geol. Dyn., v. 11, p. 65-75.
- 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., 1967, The orogenesis in the Andean System of Colombia: Tectonophysics, v. 4, p. 429-443.
- CAMPBELL, C., 1968, The Santa Marta wrench fault of Colombia and its regional setting: IV Carib. Geol. Conf., Trans., Trinidad, p. 247-261.
- 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., 1968, El Grupo Girón, una molasa mesozoica de la Cordillera Oriental: Bol. Geol., Bogotá, v. 16, p. 5-96.
- CEDIEL, F.; UJUETA, G. y CACERES, C., 1976, Mapa Geológico de Colombia: esc. 1:1.000.000, Geotec, Bogotá.
- COLEMAN, R., 1971, Plate tectonics emplacement of Upper Mantle peridotites along continental edges: Jour. Geophys. Res., v. 76, p. 1212-1222.

- COLMENARES, F.; ALUJA, J.; BOGOTÁ, J.; CHAPARRO, E. y ROSALES A., 1975, Geología de la Sección Buga-Buenaventura: Trab. final (inédito), Dept. Geol., Univ. Nal., Bogotá.
- DENGO, G., 1968, Estructura geológica, Historia tectónica y morfología de América Central: ICAITI, Guatemala, 52 p.
- DEWEY, J. y BIRD, J., 1970, Mountain Belts and the New Global Tectonics: Jour. Geophys. Res., v. 75, p. 2625- 2647.
- DICKINSON, W., 1975, Potash-Depth (K-h) Relations in Continental Margin and Intra-Oceanic Magmatic Arcs: Geology, No. 2, p. 53-56.
- DIETZ, R. y HOLDEN, J., 1970, Reconstitution of Pangea: Breakup and dispersion of continents, Permian to present: Jour. Geophys. Res., v. 75, p. 4939- 4956.
- DIETZ, R. y HOLDEN, J., 1974, Collapsing Continental Rises : Actualistic concept of Geosynclines-A review: in Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation: Publ. Esp. 14, Soc. Paleont. Miner., p. 14-25.
- DOOLAN, B. y MC DONALD, W., 1969, Structure and Metamorphism of Schists of the Santa Marta Area, Colombia: Mem. 1r. Cong. Colomb. Geol., Bogotá, p. 187-205.
- DUBOIS, J.; DUGAS, F.; LAPOUILLE, A. y LOVAT, R., 1975, Fossés d'effondrement en arriere de l'arc des Nouvelles-Hebrides. Mecanismos propoés: Rev. Geog. Phys. Geol. Dyn., v. 17, p. 73-94.
- DUQUE, H., 1971, Ciclos tectónicos y sedimentarios en el Norte de Colombia y sus relaciones con la Paleoecología: Bol. Geol., Bogotá, v. 19, p. 1-23.
- DUQUE, H., 1971, Relaciones entre la bioestratigrafía y la cro-noestratigrafía en el llamado geosinclinal de Bolívar: Bol. Geol., Bogotá, v. 19, p. 25-68.
- EARDLEY, A., 1954, Tectonic relations of North and South America: A.A.P.G. Bull., v. 38, p. 707-773.

- ECHEVERRIA, 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., 1972, Geology and Plate Tectonics History of the Colombian Andes: Tesis, M.Sc., Stanford, 115 p.
- FAUCHER, B., y SAVOYAT, E., 1973, Esquisse Geologique des Andes de l'Equateur: Rev. Geog. Phys. Geol. Dyn., v. 15, p. 115-142.
- 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.
- FEININGER, T., 1975, Origen of Petroleum in the Oriente of Ecuador: A.A.P.G., v. 59, p. 1166-1175.
- FORERO, A., 1970, El Paleozoico superior del flanco oriental de la Cordillera Central: Geol. Colomb., Bogotá, No. 7, p. 139-145.
- FREELAND, G. y DIETZ, R., 1971, Plate Tectonic Evolution of Caribbean-Gulf of Mexico Region: Nature, v. 232, p. 20-23.
- GANSSER, A., 1973, Facts and theories on the Andes: Jour. Geol. Soc. Lond., v. 129, p. 93-131.
- GERTH, H., 1955, Der Geologische Bau Der Sudamerikanischen Cordillere: Gebruder Borntraeger, Berlin, 264 p.
- GOLDSMITH, R.; MARVIN, R. y MEHNERT, H., 1971, Radiometric Ages in the Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombian Andes: U.S. Geol. Survey, Paper 750-D, p. D 44-D 49.
- GOOSSENS, P. y ROSE, W., 1973, Chemical Composition and Age Determination of Tholeiitic Rocks in the Basic Igneous Complex, Ecuador: Geol. Soc. Amer. Bull., v. 84, p. 1043-1052.

- 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, S., 1969, Guía de la excursión geológica a la parte central de la Cordillera de la Costa: Caracas-Moron: IV Cong. Geol. Venez., Caracas, 19 p.
- GROSSE, E., 1935, Acerca de la Geología del Sur de Colombia II (Patía y Nariño): Comp. Est. Geol. Of. Colomb., Bogotá, Tomo III, p. 139-231.
- HALL, R.; ALVAREZ, J. y RICO, H., 1972, Geología de parte de los Departamentos de Antioquia y Caldas (Sub-zona II-A): Bol. Geol., Bogotá, v. 20, 85 p.
- HELWIG, J., 1975, Tectonic Evolution of the Southern Continental Margin of North America from a Paleozoic perspective: The Ocean Basins and Margins, v.3, p. 243-255.
- IRVING, E. M., 1971, La Evolución Estructural de los Andes más septentrionales de Colombia: Bol. Geol., Bogotá, v. 19, n.2, 90 p.
- LE PICHON, X., 1968, Sea Floor Spreading and Continent drift: Jour. Geophys. Res., v. 73, p. 3661-3697.
- LE PICHON, X. y HAYES, D., 1971, Marginal Offsets, Fracture Zones, and the Early Opening of the South Atlantic: Jour. Geophys. Res., v. 76, p. 6283-6293.
- LOCKWOOD, J., 1965, Geology of the Serranía de Jarara Area, Guajira Peninsula, Colombia: Tesis, Ph. D., Princeton Univ., 237 p.
- MAC DONALD, W. y HURLEY, P., 1969, Precambrian gneisses from Northern Colombia, South America: Geol. Soc. Amer. Bull., v. 80, p. 1867-1872.
- MALFAIT, B. y DINKELMAN, M., 1972, Circum-Caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the Caribbean Plate: Geol. Soc. Amer. Bull., v. 83, p. 251-272.

- MEISNER, R., 1975, The Naríño Project, a Western Andes Geotraverse: Geodyn. Proj., Nat. Com. Fed. Rep. Germ., Progress Report, Bonn, p. 113-114.
- MIYASHIRO, A., 1973, Metamorphism and Metamorphic belts: New York, Wiley & Sons, 492 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.
- ORTIZ, F. y GOMEZ, J., 1971, Estudio Geológico del Yacimiento de Magnesita en Bolívar, Valle: Centro de Publicaciones, Univ. Nal., Medellín, 81 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. y WEYL, R., 1975, Magmatism and Crustal Evolution in Costa Rica (Central America): Geol. Rundschau, v. 64, p. 457-475.
- PINZON, W.; HURLEY, P.; MENCHER, E. y FAIRBAIRN, H., 1962, K-Ar and Rb-Sr ages of biotites from Colombia, South America: Geol. Soc. Amer. Bull, v. 73, p. 907-910.
- 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, 26p.
- 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.
- SANTAMARIA, F. y SCHUBERT, C., 1974, Geochemistry and Geochronology of the Southern Caribbean- Northern Venezuela Plate Boundary: Geol. Soc. Amer. Bull., v. 7, p. 1085-1098.
- SCHUCHERT, C., 1934, Historical Geology of the Antillean Caribbean Region: New York, Wiley and Sons, 811 p.
- S.N.G.M., 1969, Mapa Geológico de la República de Ecuador: esc. 1:1000000, Serv. Nal. de Geol. y Minería, Quito.
- STIBANE, F., 1970, Beitrag zum Alter der Metamorphose der Zentral Kordillere Kolumbiens: Mitt. Inst. Colomb. Alem. Inv. Cient., Santa Marta, No. 4, p. 77-82.
- 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, 12 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.
- TSHOPP, H., 1953, Oil explorations in the Oriente of Ecuador, 1938-1950: A.A.P.G. Bull., v. 37, No. 10, p. 2303-2347.

- 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.
- VAN DER VOO, R.; MAUK, F. y FRENCH, R., 1976, Permian-Triassic continental configurations and the origin of the Gulf of Mexico: Geology, v. 4, p. 177-180.
- VELASQUEZ, D., 1969, Lateritas níquelíferas de Uré, Departamento de Córdoba: Tesis, Fac. Minas, 36 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^d An. Convention, p. 105-116.
- WICKHAM, J.; ROEDER, D. y BRIGGS, G., 1976, Plate tectonics models for the Ouachita foldbelt: Geology, v. 4, p. 173-176.
- WINKLER, H.G., 1974, Petrogenesis of Metamorphic rocks: New York, Springer-Verlag, 320 p.

