

EL TERRENO CUNA Y SU RELACION CON EL BLOQUE ANDINO

Jean Francois Toussaint *

RESUMEN

El Terreno Cuna es el último de los bloques alóctonos acrecionados a los Andes Colombianos. En este trabajo se discute principalmente de los problemas geológicos que se presentan en la zona de sutura así como de algunas consecuencias paleogeográficas.

ABSTRACT

The Cuna Terrane is the last one of the allochthonous blocks accreted to the Colombian Andes. In this work, some geological problems and paleogeographic consequences of the suture zone are discussed.

INTRODUCCION

Hasta los años 70 los trabajos sobre la evolución geotectónica del territorio colombiano eran enfocados principalmente con una visión autoctonista basada en la noción tradicional de geosinclinal (por ejemplo, Irving, 1971 y Radelli, 1976). Hipótesis sobre la aloctonia de la parte W de los Andes Colombianos empezaron a esbozarse con los trabajos de Case et al. (1971), Estrada (1972) y Restrepo y Toussaint (1973) para desembocar, en los últimos años, en el concepto de que la esquina NW de Suramérica era compuesta por un mosaico de terrenos acrecionados al Escudo de Guayana en diversos periodos geológicos (Etayo et al., 1986; Restrepo y Toussaint, 1988; Toussaint y Restrepo, 1988; Duque Caro, 1985 y 1989).

*Profesor Titular, Universidad Nacional de Colombia, Facultad de Ciencias, A.A. 3840, Medellín

En este marco regional el Terreno Cuna representa el bloque aloctono más recientemente acrecionado al flanco occidental de los Andes Septentrionales. El Terreno Cuna esta constituido por tres elementos estructurales importantes los cuales, de E a W, son : el flanco W de la Cordillera Occidental que corresponde principalmente al arco magmático de Mandé unido a Panamá con el arco de Sautatá, la cuenca de los ríos Atrato y San Juan y la Serranía de Baudó (Fig.2).

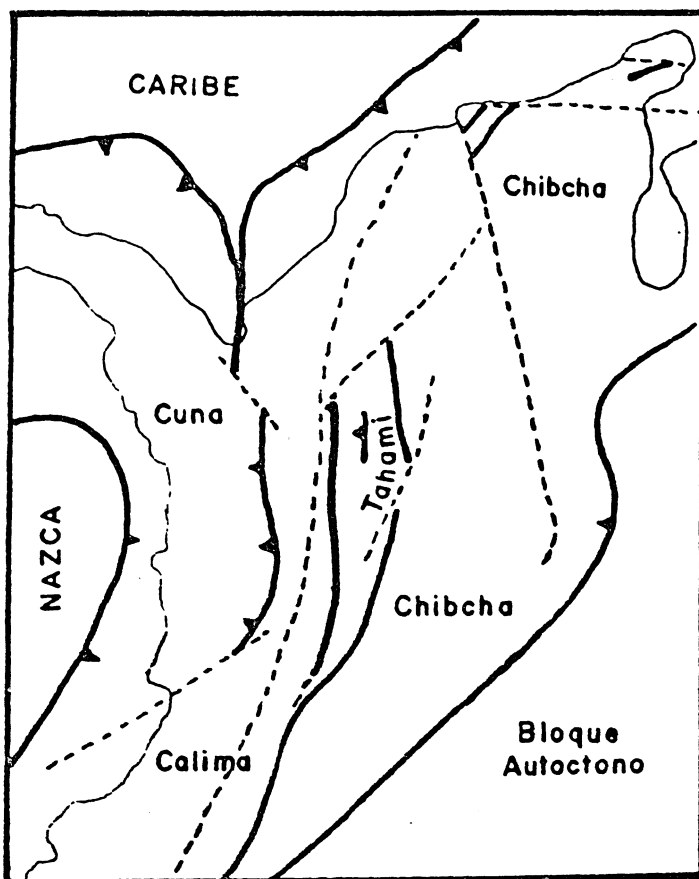


FIG. 1 Mapa de los Terrenos de Colombia según Toussaint y Restrepo (1989).

Varias investigaciones se han publicado en los últimos años sobre la parte NW de Colombia, destacandose por las hipótesis regionales emitidas, los trabajos de Alvarez y Gonzalez (1978); Barlow (1981); Bourgois et al. (1982, 1985); Case et al. (1971); Calle y Salinas (1984); Duque (1971, 1985, 1989); Hoppe et al.(1990); Ingeominas (1989); James (1985); Restrepo et al. (1979, 1985, 1991); Salazar et al. (en prep.); Toussaint y Restrepo (1987, 1989); Toussaint et al.(1985). Para la definición y la nomenclatura en uso sobre los Terrenos de Colombia (Fig.1), se remite particularmente a los trabajos de Etayo et al.(1986); Restrepo y Toussaint (1988) y Toussaint y Restrepo (1989).

Esta nota es una contribución al proyecto 279 "Terrenos en Latino América" del Programa Internacional de Correlaciones Geológicas - PICG.

LITOLOGIA DE TERRENO CUNA

Flanco W de la Cordillera Occidental.

El arco tonalítico de Mandé.

El flanco W de la Cordillera Occidental está principalmente compuesto por el Batolito de Mandé de composición diorítica a granodiorítica con predominio de tonalita y que ha dado edades entre 47.1 y 33 m.a. (Botero, 1975; Gobel y Stibane, 1979; Sillitoe et al., 1982). Pórfidos cupríferos asociados al Batolito han dado edades de 54.7 m.a. en Murindó y 42.7 m.a. en Pantano (Sillitoe et al., 1982). Al NW, del lado occidental del río Atrato, sobre la costa Caribe, el pórfido de Acandí dió 48.1 y 49.2 m.a. (Kesler et al., 1977).

Magmatismo básico del flanco E del Terreno Cuna.

Las rocas básicas del flanco W de la Cordillera Occidental habían sido agrupadas originalmente con las del flanco E en la Fm. Barroso de edad cretácica (Irving, 1971; Arango et al., 1976; Alvarez, 1983) pero, se pudo comprobar que, al menos parte de ellas, tienen edad cenozoica. Las rocas básicas del flanco E del Terreno Cuna ha sido denominado Fm. Santa Cecilia en el borde E del Batolito de Mandé y Fm. La Equis en su borde W (Calle y Salinas, 1984). Se tratan, en general, de formaciones constituidas por flujos de basaltos asociados a andesitas y latitas con intercalaciones de tobas y aglomerados.

Una traquiandesita ubicada en la cercanía de Dabeiba y perteneciente a la Fm. Santa Cecilia, ha sido recientemente datada del Eoceno con un dato K/Ar de 41.5 m.a (Restrepo et al., 1991) lo que permite suponer que pertenece a una unidad que representaría la parte volcánica del arco de Mandé. También existen basaltos en la cercanía del Río Verde, asociados a sedimentos que contienen fósiles paleo-eocenos.

La Fm. La Equis, en la carretera Medellín-Quibdó, está cortada por pequeños stocks andesíticos. Recientemente se reanalizó una andesita columnar obteniendo un dato de 10.4 m.a. que confirma la edad obtenida previamente de 10 m.a. (Restrepo et al., 1979; Restrepo et al., 1991). También el traquibasalto del Botón que corta la Fm. Santa Cecilia cerca a Dabeiba, fue datado nuevamente con un resultado de 9.3 m.a. (Restrepo et al., 1991). Estos datos confirman así la presencia de dos eventos volcánicos básicos en esta región: uno paleo-eoceno y otro mioceno tardío.

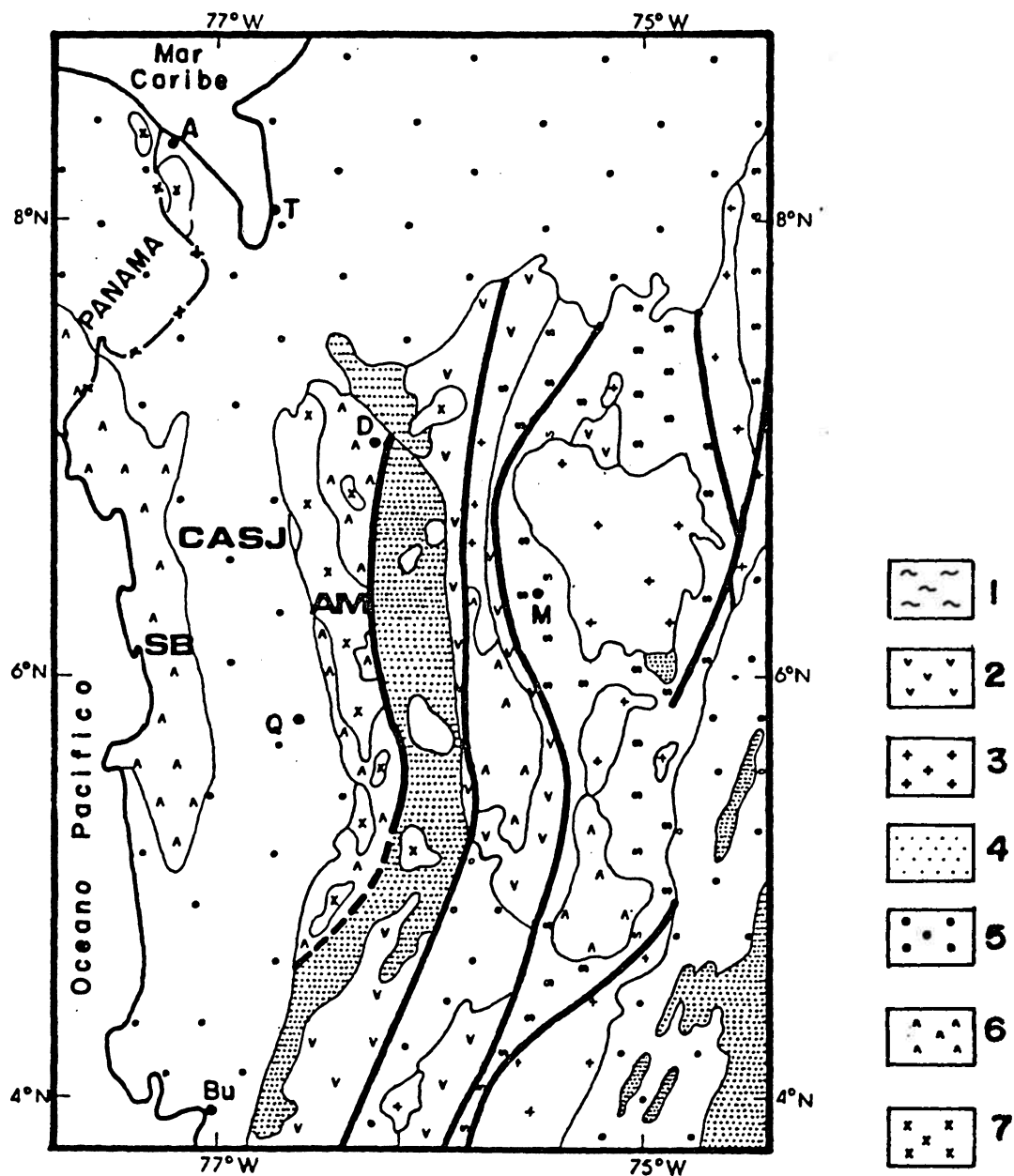


FIG. 2. Mapa geológico del NW Colombiano.

SB. Serranía de Baudó; CASJ. Cuenca de los rios Atrato y San Juan; AM. Arco Magmático de Mandé; A. Acandí; T. Turbo; D. Dabeiba; M. Medellín; Q. Quibdó; Bu. Buenaventura; 1. Complejo polimetamórfico; 2. Rocas volcánicas básicas mesozoicas; 3. Rocas plutónicas mesozoicas; 4. Sedimentos precenozoicos; 5. Sedimentos cenozoicos; 6. Rocas volcánicas cenozoicas; 7. Rocas plutónicas cenozoicas.

Los sedimentos del flanco E del Terreno Cuna.

En el borde E del Batolito de Mandé, la secuencia de sedimentos marinos parece iniciarse por cherts calcáreos del Cretácico tardío, recubiertos por la serie del Río Verde (Bourgeois et al., 1982) que comprende basaltos en coladas macizas y pillow-lavas asociadas a radiolaritas, cherts calcáreos y calizas. La fauna de Globonomalina sp. aff. chapmani (Parr), Morozovella gr. velascoensis (Cushman), Acarinina sp., Subbotina sp. es paleocena con Morozobella del Ypresiano. Estos sedimentos habían sido incluidos anteriormente en el Miembro Nutibara del Grupo Cañasgordas o sea en el Terreno Calima. Sin embargo, en la actualidad no es claro si una parte de estos sedimentos deben pertenecer ubicados en el Terreno Calima o si la totalidad del antiguo Miembro Nutibara debe ser incluida en el Terreno Cuna.

El Mioceno está representado principalmente por conglomerados y areniscas pero no es claro si existe o no dos secuencias de esta edad separadas entre si por una discordancia.

La Cuenca del Río Atrato.

La sedimentación de la cuenca ha sido descrita recientemente por Barlow (1981); Duque Caro (1985) y Hope et al., (1990) y se puede referir a estos autores para mas precisiones. La sedimentación esta caracterizada por el Gp. Atrato que comprende la Fm. Bebera del Eoceno, la Fm. Uva del Oligoceno-Mioceno inferior y las Fm. Napipi, Sierra y Quibdó en el rango Mioceno medio-Plioceno. La Fm. Bebera, contemporánea con el Arco de Mandé, esta constituida

principalmente por una secuencia volcano-sedimentaria con abundantes aglomerados y tobas. La Fm. Uva corresponde esencialmente a limolitas calcáreas ricas en microforaminíferos y las Fm. Napipi, Sierra y Quibdó a sedimentos poco consolidados y claramente post-tectónicos.

La Serranía del Baudó.

En esta región predominan las rocas básicas (Ver Bandy, 1970; Case et al., 1971; Goossens et al., 1977; Galvis, 1982; Bourgois et al., 1982). Según Bourgois et al. (1982) se presentan basaltos y pillow-lavas con edades de 70 m.a. recubiertos por una serie volcano-detritica con radiolaritas, calizas azules y basaltos. Los sedimentos han dado una fauna de Sphenolithus moriformis (Bram); Dictyococcitus bisectus (Bucry y Percival); Biantholithus Sparsus (Bram y Martini); Sph. moriformis; Sph. radians (Delf); Sph. anarrhopus (Bucry y Bram); Coccoliphus pelagicus (Schiller); Discoaster sp. y D.sp. aff. de flandrei. Esta asociación indica un rango Paleoceno-Mioceno inferior. La serie esta recubierta por basaltos datados de 25.8 m.a.

DISCUSION

La sutura Cuna - Calima.

La aloctonía de Panamá y de la Serranía de Baudo no es un descubrimiento reciente ya que desde los trabajos de Case et al. (1971), Case (1974) y de Estrada (1972) esta hipótesis estaba planteada.

Pindell y Dewey (1982) situaron la sutura en el Atrato, seguidos por varios otros autores. La localización reciente

de la sutura en el flanco W de la Cordillera Occidental está basada de varios tipos de argumentos. Por una parte la continuidad del cinturón magmático paleo-eoceno de Mandé hacia Panamá y su ubicación en la evolución tectónica del Caribe implica la aloctonia del conjunto Mandé-Panamá (Restrepo et al., 1985). También el descubrimiento tanto de series de calizas y cherts paleo-eocenas como de megafallas importantes localizadas al E del cinturón magmático permiten ubicar mejor el contacto entre el Terreno Cuna y el Terreno Calima (Toussaint y Restrepo, 1985). Por otra parte el análisis de la litoestratigrafía y la comparación de los fósiles de la región con los de Centro América permitieron a Duque Caro (1985) datar la sutura del Mioceno medio o sea un poco antes del Plioceno supuesto por Pindell y Dewey (1982).

El análisis de las estructuras regionales parece indicar que el Terreno Cuna cabalga hacia el E sobre el Terreno Calima (Toussaint y Restrepo, 1985) aunque también se detectaron movimientos de rumbo contemporáneos o ligeramente posteriores a la sutura.

Trabajos recientes parecen mostrar una serie de imbricaciones tectónicas asociadas a posibles desplazamientos sinestrales (Fig.3). La zona es ciertamente complicada pero el ambiente tectónico no es caótico. De todos modos, la ubicación exacta de la sutura necesita ser precisada aunque se sabe que pasa al E del Rio Verde, cerca a Frontino, aflora uno de sus ramales por la Quebrada El Toro en la carretera Medellín -Quibdó y sigue al sur un poco al W de Pueblo Rico.

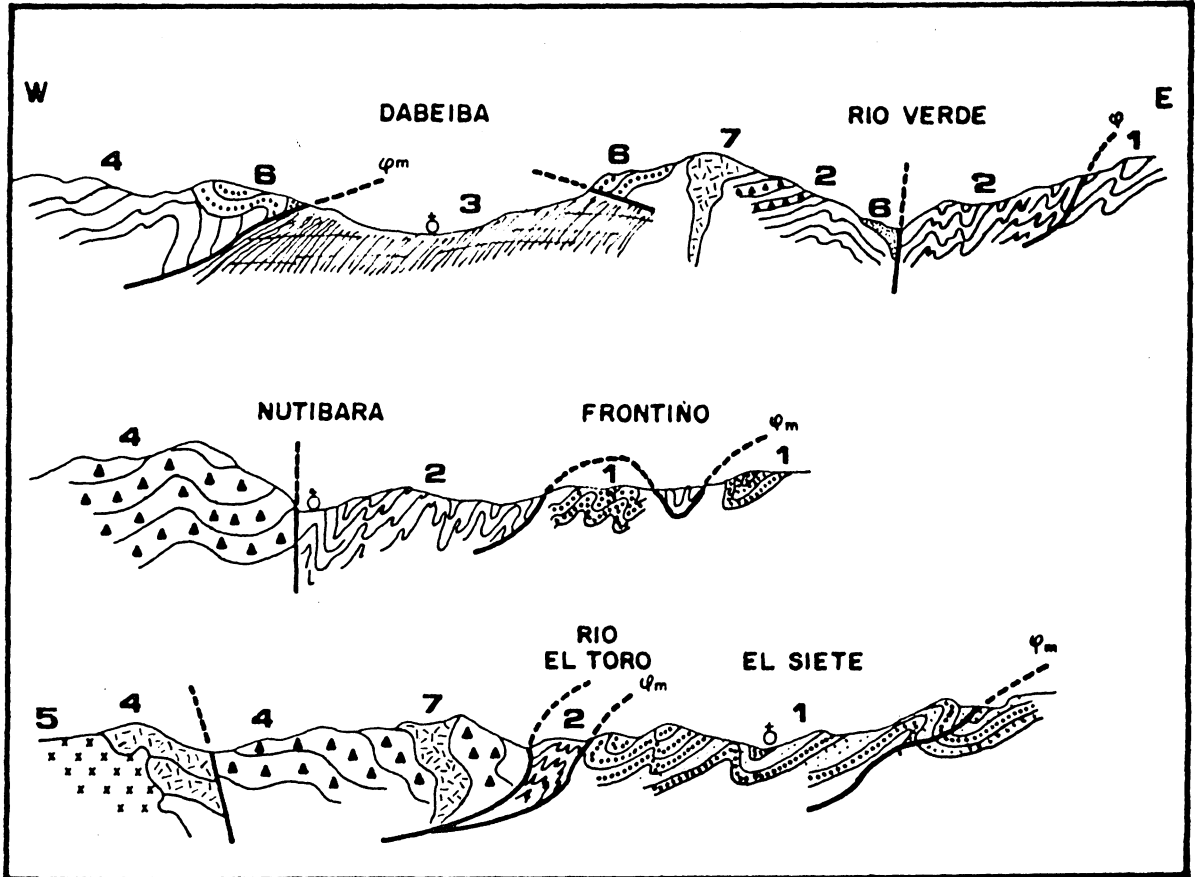


FIG. 3 - Cortes geológicos de la zona de sutura entre los Terrenos Cuna y Calima.

1. Sedimentos cretácicos del Terreno Calima; 2. Sedimentos cretácicos tardíos-eocenos del "Miembro Nutibara" pertenecientes al Terreno Cuna; 3. Pizarras de Dabeiba; 4. Rocas volcánicas básicas y sedimentos de la Fm. Santa Cecilia; 5. Batolito de Mandé; 6. Sedimentos miocenos; 7. Stocks del Mioceno tardío.

Problema de nomenclatura (Fig.4).

El sistema de fallas que representa la zona de sutura no había sido reconocido antes de la década de los 80. Aparece

sin nombre, en el trabajo de Bourgois et al.(1982) pero no está indicada en el bien documentado mapa tectónico de James (1985) ni en los trabajos de Duque Caro (1985) y de Kellogg et al.(1985).

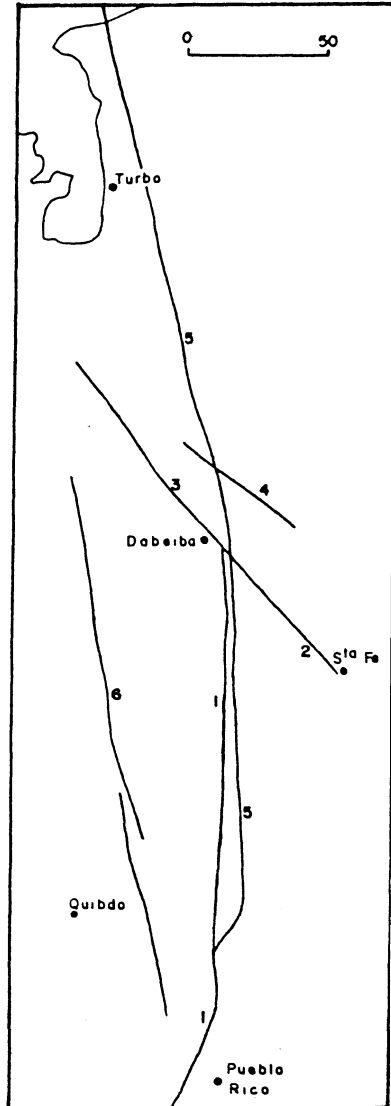


FIG. 4 - Localización de las fallas citadas en el texto. 1. Cabalgamiento de Dabeiba-Pueblo Rico (Toussaint y Restrepo, 1986); 2. Falla del Tonusco (Alvarez y González, 1978); 3. Falla de Dabeiba (Etayo et al., 1986); 4. Falla de Dabeiba (INGEOMINAS, 1988); 5. Falla de Uramita (INGEOMINAS, 1988); 6. Falla del Atrato.

En un Simposio sobre "Megafallas de Suramérica" que tuvo lugar en Argentina en 1986, Toussaint y Restrepo denominaron el sistema como Cabalgamiento de Dabeiba-Pueblo Rico y con este nombre aparece en Toussaint et al. (1987).

Por otra parte, Etayo et al., (1986) dan el nombre de falla de Dabeiba a una falla NW que limita el Terreno Cañasgordas de los Terrenos Sinú y Buritica.

En el mapa de Colombia (Ingeominas, 1988) aparece el lineamiento o falla (?) de Uramita en una posición similar a la de Dabeiba-Pueblo Rico pero la falla de Dabeiba de Etayo et al., (1986) fue desplazada 20 kms. hacia el N con una rotación antihoraria de 15' .

Así la nueva falla de Dabeiba, no es la misma que la falla de Dabeiba de Etayo et al. (1986) ni que la sutura de Dabeiba-Pueblo Rico de Toussaint y Restrepo (1985). También anotamos que el lineamiento de Uramita y la falla de Dabeiba se cortan, aunque sin desplazamiento, en Ingeominas (1988) pero que Duque Caro (1989) no representa la falla de

Dabeiba. En vista de lo anterior, se vuelve necesario replantear la nomenclatura utilizada hasta ahora para algunas fallas de la región.

El Miembro Nutibara.

Los sedimentos agrupados anteriormente en el Miembro Nutibara de la Fm. Penderisco del Grupo Cañasgordas, plantean varios interrogantes: en particular no se sabe si una parte de los que han dado una edad cretácica tardía pertenecen al Terreno Calima, debiendo seguir incluidos en

el Miembro Urrao en la Fm. Penderisco o si definitivamente todos pertenecen al Terreno Cuna. Algunas calizas cenozoicas tales como las del Rio Verde parecen menos tectonizadas que los cherts silíceos del Cretácico tardío de la región de Uramita lo que podría indicar que un evento tectónico actuó durante el Cretácico mas tardío. También anotamos que los primeros trabajos sobre la Cordillera Occidental suponían que el Miembro Nutibara era concordante con el Miembro Urrao. En consecuencia es necesario aclarar si todas las calizas, cherts calcáreos y radiolaritas que afloran en el flanco W de la Cordillera pertenecen al Terreno Cuna o si existen dos secuencias aún por diferenciar.

Los plegamientos del Miembro Nutibara.

Los plegamientos de tipo chevron e "knick" que afectan los cherts y calizas del denominado Miembro Nutibara tiene una dirección aproximada NW (Restrepo et al., 1979). Estos habían sido anteriormente atribuidos a la tectogenesis finicretacica ya que en la época del trabajo no se conocían fósiles más jóvenes que el Campaniano en esta serie. Sin embargo, hoy en día es reconocido que estos plegamientos se formaron durante la orogenia miocena y no durante el Cretácico. Este hecho implica además que no se puede

atribuir necesariamente a la orogenia finicretácica los plegamientos que afectaron el Miembro Urrao de la Fm. Penderisco en el Terreno Calima, sino que se vuelve necesario distinguir entre los que son claramente finicretácicos y los que son miocenos. Con este enfoque las dos fases tectónicas detectadas por Bourgois et al. (1985) en la región deben ser reanalizadas.

Las pizarras de Dabeiba.

Unas pizarras que se ubican un poco al E de Dabeiba plantean también un problema similar. Estas rocas habían sido interpretadas como debidas a un metamorfismo regional contemporáneo de la orogenia fini-cretácica (Restrepo et al., 1979). Sin embargo, hoy en día, no hay claridad al respecto ya que la posición estructural de estas pizarras es compatible con la tectónica miocena de colisión entre el Terreno Cuna y el Bloque Andino. Trabajos en curso en la zona parecen mas bien relacionar el metamorfismo de las pizarras con la colisión miocena aunque no hay total claridad al respecto.

El alto gravimétrico.

Case et al. (1971) detectaron un importante alto gravimétrico de hasta 130 mgal en la región del arco de Mandé. Este alto fue interpretado como consecuencia del levantamiento de una corteza de tipo oceánico y recientemente Toussaint y Restrepo (1985) consideraron que este levantamiento era debido al cabalgamiento del Terreno Cuna sobre el Bloque Andino; cabalgamiento que habría permitido el levantamiento tectónico del basamento del arco de Mandé. Sin embargo, faltan estudios más precisos al respecto para precisar este fenómeno.

El Geosinclinal Bolívar.

El concepto de Geosinclinal Bolívar (Nygren, 1950; Bandy, 1968; Duque Caro, 1971) suponía una cuenca continua y alargada, de edad cenozoica desde la costa Pacífica de la región de Tumaco, hasta la región del Sinú pasando por las

cuencas del San Juan y del Atrato. Dentro del marco de este concepto de cuenca geosinclinal se intentaba buscar correlaciones estratigráficas entre las diversas regiones. Actualmente el concepto parece totalmente equivocado ya que si la hipótesis de aloctonia del Terreno Cuna por relación al Bloque Andino es válida, la sedimentación pre-mioceno superior de la cuenca del Atrato-San Juan no habría tenido relación alguna ni con la de la región Sinú ni con la de la región de Tumaco. Mas bien la sedimentación de la región Sinú y la de la región Tumaco parecían corresponder a un supraterrano del Terreno Calima mientras que la sedimentación de la cuenca de los ríos Atrato y San Juan junto con la de la cuenca del Chucunaque en Panamá pertenecerían a una cuenca interna del Terreno Cuna.

Es solo a partir del Mioceno tardío ,después de la unión entre el Terreno Cuna y el Bloque Andino, que hubo interrelaciones entre ambas cuencas.

Los modelos evolutivos.

Varios modelos de evolución del Terreno Cuna y de su colisión con el Bloque Andino han sido presentados recientemente (Restrepo y Toussaaint, 1990). Unos suponen una subducción localizada al E del cinturón de Mandé durante el Paleogeno mientras que otros proponen una subducción entre el Terreno Cuna y el Bloque Andino (Ver Fig.5). Sin embargo otros modelos son factibles.

De otro lado el marco geotectónico del Complejo Ultramáfico de Condoto, con depósitos de platino, debe ser reexaminado, analizando la posibilidad de que su emplazamiento en las cercanías de 20 m.a. (Ingeominas, 1989) sea relacionado

directamente con el cierre de un paleo-eoceno durante la colisión entre el Terreno Cuna y el Bloque Andino. En efecto, el Complejo está ubicado a 5°N, en la zona de sutura.

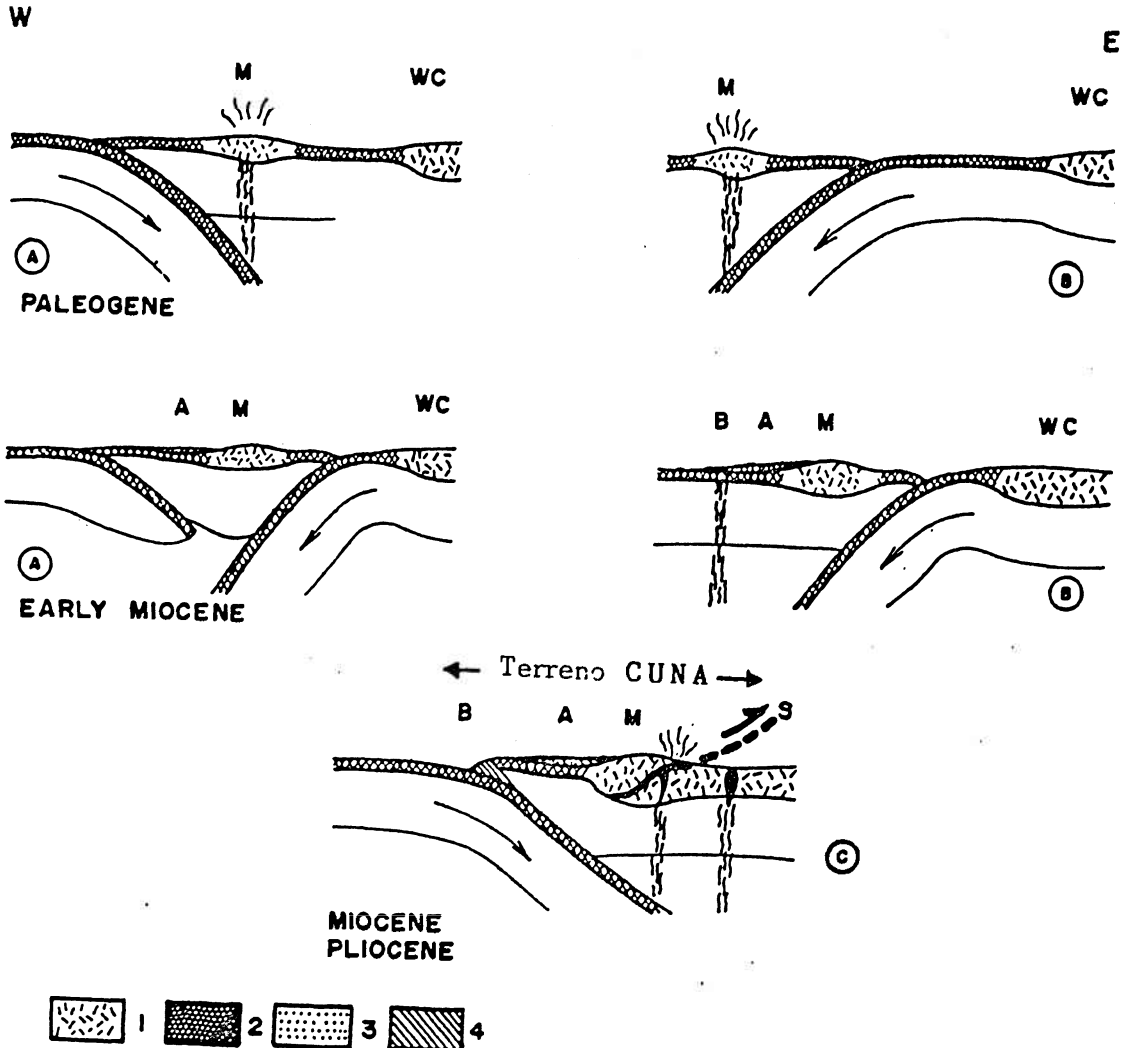


FIG. 5 - Evolución de la margen pacífica de Colombia durante el Cenozoico A y B corresponden a dos alternativas posibles; C representa la situación a finales del Mioceno; 1. Continente y arco; 2. Corteza oceánica; 3. Sedimentos; 4. Prisma de acreción; WC. Cordillera Occidental; M. Arco magmático de Mandé; A. Cuenca del Atrato. Tomado de Restrepo y Toussaint (1990).

Por otra parte, Toussaint y Restrepo (1989) han supuesto una relación directa entre la acreción del Terreno Cuna y la orogenia Andina la cual está particularmente marcada en el Oriente Colombiano. Esta hipótesis supone que la colisión del Terreno Cuna sea una de las causas principales que permitieron la formación de la morfotectónica actual de toda la región andina. Una mejor precisión en cuanto a tiempo entre las diversas fases mio-plioceno que afectaron el territorio colombiano se vuelve entonces necesaria.

CONCLUSIONES

El conocimiento de la parte NW de Colombia que pertenece al Terreno Cuna ha mejorado considerablemente en los últimos años. Esta región considerada hasta hace poco tiempo como formada in situ, es hoy en día interpretada como generada lejos del continente suramericano para luego acrecionarse tectónicamente al borde W del Bloque Andino durante el Mioceno. Sin embargo quedan múltiples problemas para resolver y por eso será necesario reexaminar con nuevos enfoques buena parte de la geología regional de la esquina NW de Suramérica.

BIBLIOGRAFIA

ALVAREZ, E. y GONZALEZ, H., 1978. Geología y geoquímica del Cuadrángulo 1-7 Urrao. Inf. técnicos. INGEOMINAS. (1761):370 p.

ALVAREZ, A.J., 1983. Geología de la Cordillera Central y el Occidente Colombiano y Petroquímica de los intrusivos granitoides mesoceno-zoicos. Bol. Geol. INGEOMINAS. 20(2):175p

ARANGO, J., KASSEM, T. y DUQUE, H., 1976. Mapa Geológico de Colombia. INGEOMINAS, Bogotá. Esc. 1:500.000.

BANDY, O.L., 1970. Upper Cretaceous-Cenozoic Paleobathymetric cycles, Eastern Panama and Northern Colombia. Gulf Coast. Assoc. Geol. Soc. Trans. 20:181-193.

BARLOW, C.A., 1981. Radar Geology and Tectonic implications of the Choco Basin, Colombia, South America. M.Sc. Thesis. Arkansas Tech. University.

BOTERO, G., 1975. Edades radiométricas de algunos plutones colombianos. Minería. Medellín. 27(169-170):8336-8342.

BOURGOIS, J. y 10 otros, 1982. Ages et structures des complexes basiques et ultrabasiques de la facade pacifique entre 3° N et 12° N (Colombia, Panamá et Costa Rica). Bull. Soc. Geol. France. (3):545-554.

BOURGOIS, J. y 10 otros. Les Ophiolites des Andes de Colombie: evolution structurale et signification geodynamique. Synp. "Geodynamique des Caribes". Ed. Technip, Paris:475-493 p.

CALLE, B. y SALINAS, R., 1984. Geología de la plancha 165 - Carmen de Atrato. INGEOMINAS. Esc. 1:100.000.

CASE, J.E., DURAN, L.G., LOPEZ, A. and MOORE, W.R., 1971. Tectonic investigations in Western Colombia and Eastern Panama. Geol. Soc. America Bull. 82:2685-2712.

CASE, J.E., 1974. Oceanic crust forms basement of Eastern Panama. Geol. Soc. America Bull. 85:645-652.

DUQUE-CARO, H., 1971. Relaciones entre la bioestratigrafía y la Cronoestratigrafía en el llamado geosinclinal de Bolívar. Bol. Geol. Bogotá. 19:25-68.

DUQUE-CARO, H., 1985. La cuenca del Atrato en el bloque del Chocó (Suramerica Noroccidental) y sus implicaciones estratigráficas y estructurales. Abstract, VI Cong. Latinoamericano Geol. Bogotá. Mem. 1:1 p.

ESTRADA, A., 1973. Geology and plate tectonic history of the Colombian Andes. M.Sc. Thesis. Stanford Univ.:115 p.

ETAYO, F. y otros, 1986. Mapa de Terrenos Geológicos de Colombia. Pub. Esp. Geol. Colombiana. Bogotá. (11):7-43 p.

GALVIS, J., 1982. Un arco de islas Terciario en el Occidente Colombiano. Geol. Colombiana. Bogotá. (11):235 p.

GANSSE, A., 1950. Geological and Petrographical Notes on Gorgona Island in relation to North Western South America. Schweiz Miner. Petrogr. Mitt. (30):219-237 p.

GOBEL, V.W. y STIBANE, F.R., 1979. K/Ar hornblende ages of tonalite plutons, Cordillera Occidental, Colombia, S.A. Publ. Esp. Geol.. Univ. Nacional. Medellín. (17):1-2 p.

GOOSSENS, P.J., ROSE, W.I. and FLOREZ, D., 1977. Geochemistry of tholeiites of the Basic Igneous Complex of Northwestern South America. Geol. Soc. America Bull. 88:1711-1720.

HOPPE, P. y otros, 1990. Mapa geológico de la Cordillera Occidental entre los ríos Andagueda y Murindó. INGEOMINAS y Bundesanstalt Geow. Rphstoffe. Esc. 1:250.000.

INGEOMINAS, 1988. Mapa geológico de Colombia. Esc. 1:1.500.000.

INGEOMINAS, 1989. Geología del Complejo Ultramáfico de Condoto. Inédito.

IRVING, E.M., 1971. Evolución estructural de los Andes mas septentrionales de Colombia. Bol.Geol. Bogotá. 19(20):1-90.

JAMES, M., 1985. Evidencia de colisión entre Miniplaca Bloque Andino y la Placa Norteamericana desde el Mioceno medio. Abstract, VI Cong.Latinoamericano Geol.Bogotá. T.1:69-75.

KELLOGG, J., OGUJIOFOR, I. and KANSAKAR, D., 1985. Cenozoic tectonics of the Panama and North Andes Blocks. 6o.Cong.Latinoamericano Geol.Bogotá. T.1:43-59.

NYGREN, W.E., 1950. The Bolivar geosyncline of NW South America. Am.Assoc.Petrol.Geol.Bul. 34:1998-2006.

PINDELL, J. and DEWEY, J.F., 1982. Permo-Triassic reconstruccion of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico-Caribbean area. Tectonics. (1):179-212.

RADELLI, L., 1967. Geologie des Andes Colombiennes. Trav. Lab. Geol. Grenoble. Mem. 6:457 p.

RESTREPO, J.J. y TOUSSAINT, J.F., ZULUAGA, J. y HOYOS, P., 1979. Algunas consideraciones sobre la geología de la parte septentrional de la Cordillera Occidental. Publ.Esp.Geol. Univ.Nacional. Medellín. (20):1-26.

RESTREPO, J.J. y 6 otros, 1991. Precisiones geocronológicas sobre el occidente colombiano. Simp."Magmatismo Andino y su marco tectónico". Manizales. T.1:1-21.

SILLITOE, R.H. y 4 otros, 1982. Setting characteristics and age of the Andean porphyry Copper Belt in Colombia. Econ. Geol. 77:1837-1850.

TOUSSAINT, J.F. y 4 otros, 1985. Microfauna Eoterciaria de la Formación Rio Verde, Cordillera Occidental de Colombia. Publ.Esp.ICNE. Univ.Nacional.Medellín. 5:1-10.

TOUSSAINT, J.F. y RESTREPO, J.J., 1986. Límites de placas y acortamientos recientes entre los paralelos 5° N y 8° N (Andes Colombianos). Symp. "Megafallas de Suramerica" San Juan, Argentina : 1-8 p.

TOUSSAINT, J.F., MERCADO, M. y RESTREPO, J.J., 1987. Megafallas del Noroccidente Suramericano. Publ.Esp.ICNE. Univ. Nacional.Medellín. 10:1-13.

TOUSSAINT, J.F. y RESTREPO, J.J., 1989. Acreciones sucesivas en Colombia: un nuevo modelo de evolución geológica. Mem. 5o. Cong. Colomb. Geol. Bucaramanga. T.1:127-146.