

ESTADO DE DEFORMACIÓN Y ESFUERZOS EN EL TERRITORIO COLOMBIANO

por

Carlos A. Vargas-Jiménez¹, Luis G. Pujades², Arantza Ugalde³, José A. Canas⁴

Resumen

Vargas-Jiménez C. A., Pujades L. G., A. Ugalde & J. A. Canas: Estado de deformación y esfuerzos en el territorio colombiano. Rev. Acad. Colomb. Cienc **26**(100): 373-391; 2002. ISSN. 0370-3908.

Resultados de la aplicación de geodesia satelital en las campañas CASA de 1991, 1994 y 1996, y análisis de 96 mecanismos focales obtenidos en Harvard ($M_w > 5$), para el período 1976 – 2000, a los cuales se les aplicaron técnicas de inversión de esfuerzos, permiten establecer coherencia en los métodos empleados y una clara tendencia compresiva en el sentido oeste – este a la altura del Bloque Panamá – Costa Rica (BPC), colisionando con el Bloque Norte de los Andes (BNA). Sin embargo, algunas evidencias sísmicas permitirían confirmar la existencia del propuesto Bloque Chocó (BC), con límite oeste a la altura de la cordillera del Darién, y límite este en la zona de Murindó, evidenciado por las inversiones de los esfuerzos en dichas dos zonas, con tendencia general subparalelas norte – sur. El límite sur, a la altura de los 4° N, muestra también esfuerzos con tendencia norte – sur. Algunos sismos superficiales localizados en la Costa Pacífica, aparentemente límite oeste del Bloque Chocó, muestra esfuerzos con tendencia NW – SE. Adicionalmente, los vectores de desplazamiento y los esfuerzos en el suroeste colombiano, a la altura de la zona de Tumaco, arrojan claras tendencias oeste – este. Finalmente, la sismicidad profunda en la zona de Bucaramanga presenta tendencia de esfuerzos NNW – SSE, coherente con la subducción de la Placa Caribe debajo de Sudamérica.

Palabras Clave: *Deformación, Inversión de Esfuerzos, GPS, Bloque Chocó.*

1 Departamento de Geociencias, Universidad Nacional de Colombia, Bogotá, D.C. - COLOMBIA. Email: cavj@hotmail.com

2 Universidad Politécnica de Catalunya, Barcelona, ESPAÑA

3 Observatorio del Ebro, Roquetes, Catalunya, ESPAÑA

4 Instituto Geográfico Nacional, Madrid, ESPAÑA

Abstract

Application of satellital geodesy in campaigns CASA of 1991, 1994 and 1996, and stress inversion analysis of 96 focal mechanisms for period 1976 – 2000 obtained in Harvard University ($M_w > 5$), allowed establishment of a compressive tendency in the west - east sense of the Panama-Costa Rica Block (BPC), that hit the North Andes Block (BNA). Nevertheless, some seismic evidences would allow to confirm the existence of the proposed Chocó Block (BC), with western limit already Darién Range, and eastern limit in the zone of Murindó, demonstrated by the stress inversion of these two zones, with sub-parallel tendency north - south. The southern limit, already 4° N, also shows stress with north - south tendency. Some located superficial earthquakes in the Pacific Coast, apparently western limit of Chocó Block, show stress with NW tendency. Additionally, the vectors of displacement and the main stress axis in the Colombian southwest, near to the zone of Tumaco, show clear tendencies west-east. Finally, the deep seismicity in the zone of Bucaramanga displays stress with tendency NNW - SSE, coherent with the Caribbean Plate subduction under South America.

Key Words: *strain, stress Inversion, GPS, Chocó Block*

Introducción

El sector noroccidental de Suramérica corresponde al área sobre la cual se ubica el Territorio Colombiano, una zona continental que se encuentra limitada por los océanos Atlántico y Pacífico hacia el norte y occidente (Figura 1). En este territorio se observan al menos tres dominios, con características fisiográficas y sísmicas marcadamente diferentes:

1. **Llanos Orientales:** Una extensa zona hacia el oriente con topografía plana y ligeramente ondulada que hace parte del estable escudo suramericano. En su extremo occidental se encuentra la Sierra de la Macarena, una pequeña cadena montañosa que parece aislada de la Región Andina. En general, la actividad sísmica de esta zona se encuentra restringida hacia el límite con la Región Andina.
2. **Región Andina:** Se trata de un cinturón montañoso con picos volcánicos activos que alcanzan los 5500m y que se ramifica en el sur de Colombia en tres cordilleras: Oriental, Central y Occidental. A lo largo de los valles intramontañosos de estas tres cordilleras corren los ríos Magdalena y Cauca. La principal actividad sísmica de Colombia se ubica en esta zona.
3. **Región Caribe:** Corresponde a una zona predominantemente plana que presenta hacia el norte una estructura piramidal (Sierra Nevada de Santa Marta) con alturas que alcanzan los 5700m. En esta región el Río Cauca alcanza al río Magdalena y este a su vez desemboca en el Océano Atlántico. Su actividad sísmica es baja.

Este esquema fisiográfico se complementa con la presencia de una pequeña cadena montañosa en el sector oc-

cidental de Colombia que corre paralela a la costa Pacífica, la Serranía del Baudó, y llega a limitar el curso de los ríos San Juan y Atrato, y conforma en Panamá la Serranía del Darién. Al sur, donde se desprenden las tres cordilleras, nacen los ríos Cauca, Magdalena y Patía.

El entendimiento de este escenario, así como de la configuración geotectónica actual de Colombia, como base para la interpretación de datos sísmicos y su relación con otras propiedades geofísicas, se hace necesario mostrar el marco en el que el NW de Sudamérica evolucionó hasta el actual mosaico litológico y estructural. Para el efecto, se describe a continuación la evolución geotectónica y finalmente se relaciona el panorama sísmico en el que se desenvuelve actualmente el territorio colombiano.

Metodología y datos

El entendimiento del esquema tectónico actual del territorio colombiano es un problema amplio que puede ser tratado desde varios puntos de vista. En este trabajo nos aproximamos a tal fin mediante un análisis de la distribución de la sismicidad recolectada por el INGEOMINAS entre Dic-1992 y Jun-1999. Dicha información contextualizada en el marco evolutivo del territorio colombiano, fue entonces correlacionada con datos de GPS e información sobre soluciones de mecanismos focales compilados por la Universidad de Harvard para el período 1976 a 2000 y con $M_w > 5.0$.

Las soluciones focales (CMT) se utilizaron para realizar una inversión del tensor de esfuerzos predominante en varias regiones de Colombia siguiendo el Método del Modelo de Deslizamiento de Reches (**Reches**, 1983; **Reches**, 1987).

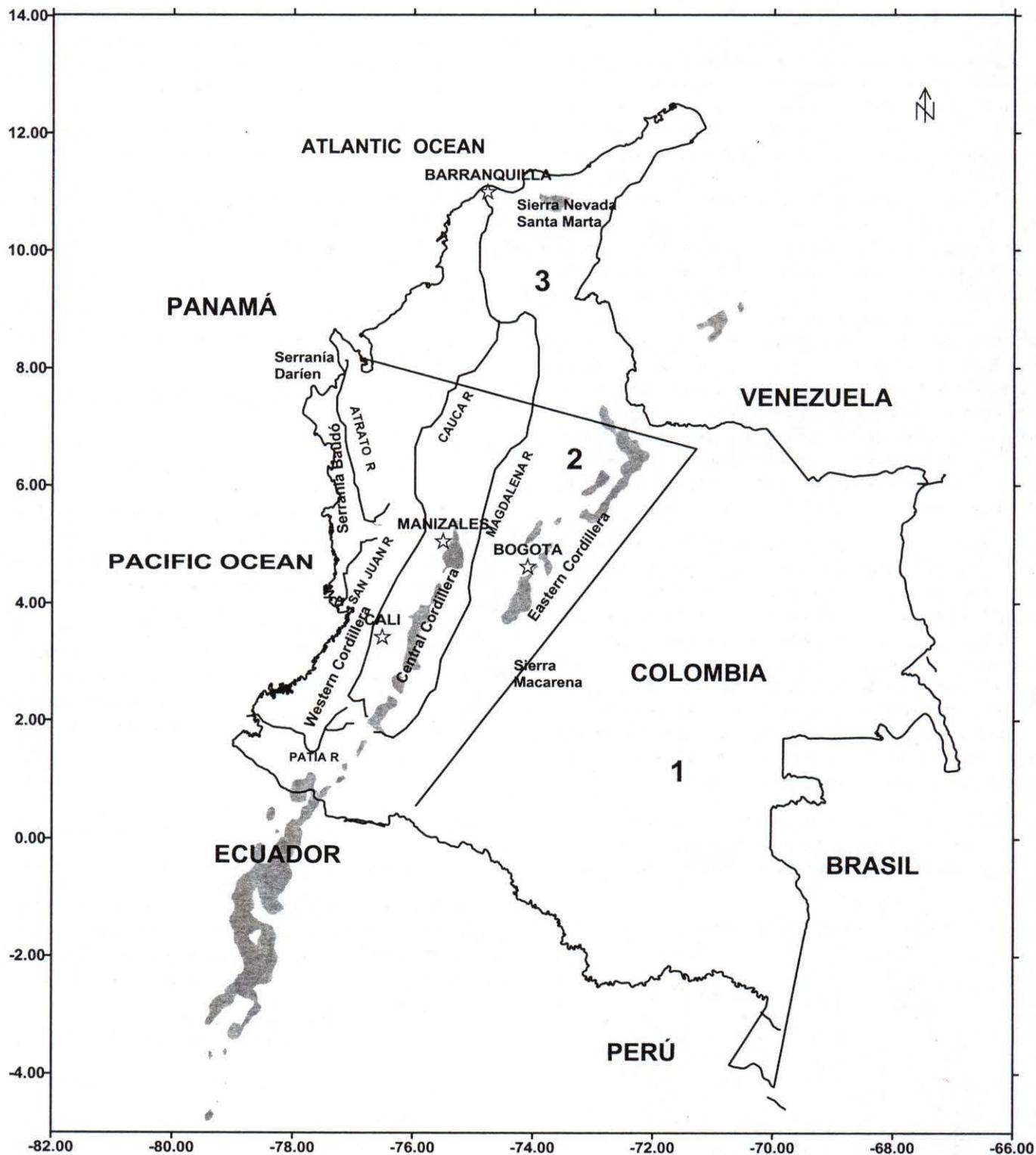


Figura 1. Aspectos fisiográficos del territorio colombiano. 1. Llanos Orientales, 2. Región andina, 3. Región Caribe.

Modelo de deslizamiento de rechos

El *Modelo de deslizamiento* de **Reches** (1983), es una aproximación a la deducción de tensores de esfuerzos donde se propone que en condiciones triaxiales de deformación frágil, las fracturas se disponen según una simetría ortorrómbica con respecto a los ejes fundamentales del elipsoide de deformación. Así, Reches, plantea un modelo de deformación frágil, en el cual las fallas se disponen, para un elipsoide de deformación triaxial, en cuatro familias orientadas en dos direcciones con buzamientos opuestos (simetría ortorrómbica). **Reches** (1987) con su *Método de Inversión de Esfuerzos* afronta el problema de la inversión para hallar el elipsoide de esfuerzos, teniendo en cuenta los parámetros mecánicos de ruptura; en su desarrollo, considera la *Ecuación de Bott* como el criterio de ruptura de Navier-Coulomb. Este método permite seleccionar el tensor más adecuado entre los calculados para los distintos coeficientes de fricción posibles de la roca, a la vez que demuestra que los métodos clásicos basados únicamente en la *Ecuación de Bott*, asumen un coeficiente de fricción $\mu = 0$, condición física bastante improbable en la naturaleza.

El método considera el modelo de fracturación de **Anderson** (1951) como un caso especial (deformación plana). Se demuestra que bajo un elipsoide de esfuerzos triaxial, tanto para planos de anisotropía preexistentes, como para fallas de neoformación, las fallas activas se disponen según una simetría ortorrómbica (cuatro familias orientadas según dos direcciones con buzamientos opuestos, Figura 2), considerando que esta simetría es la que mejor transmite y disipa la energía producida durante una deformación frágil. Para una correcta aplicación del método, se asumen las siguientes premisas:

- Una región sísmogénica podrá ser evaluada si presenta un elevado número de discontinuidades (mecanismos focales) previos a la deformación analizada.

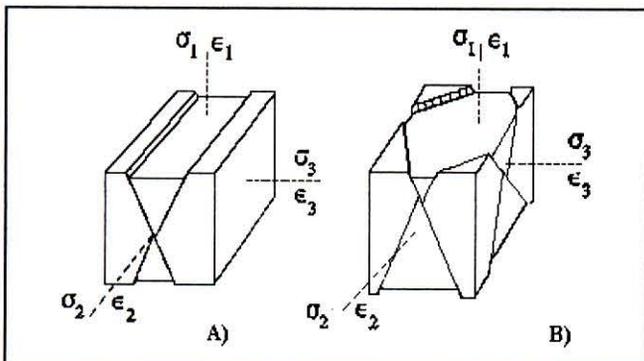


Figura 2. Simetría de fallas y orientación de los ejes principales de deformación. A) deformación plana, B) deformación triaxial.

- La deformación se resuelve por deslizamiento sobre unos pocos planos de falla, que son los que producen la mínima disipación de energía para mantener el deslizamiento durante la deformación.
- La deformación es homogénea, es decir, existe un número suficiente de fallas de cada familia.
- La resistencia al deslizamiento en los planos de falla sigue la ley de Navier-Coulomb, es decir, hay una resistencia cohesiva y fraccional de la roca fresca o de las discontinuidades.
- La distribución de esfuerzos es homogénea, y la orientación de los ejes principales de esfuerzos y de deformación coinciden.
- Uno de los ejes principales de deformación es vertical, (e_z).
- Se asume que la deformación se produce sin cambio de volumen [$e_z = (e_y + e_x)$], donde e_z es el eje principal de deformación vertical del tensor de deformación; e_y es el eje de máximo acortamiento horizontal del tensor de deformación; e_x es el eje de mínimo acortamiento horizontal del tensor de deformación

El modelo relaciona matemáticamente la forma del elipsoide de deformación (K') y el ángulo de rozamiento interno (f), con los cosenos directores de las estrías de falla y de las normales a los planos de falla. La forma del elipsoide de deformación viene dada por el parámetro $K' = e_y / e_z$.

Se establecen además, dos secuencias en función del valor de este parámetro:

Secuencia normal: $-0.5 < K' \leq +\alpha$ (e_z acortamiento)

Secuencia inversa: $-\alpha \leq K' < 0.5$ (e_z extensión)

De Vicente (1988) establece una serie de ecuaciones que relacionan K' y ϕ con los valores angulares de la orientación de las fallas medidas en campo: orientación del buzamiento (D), buzamiento (B) y cabeceo de la estría (C).

Para los elipsoides de tipo direccional (el carácter de e_y es distinto del de e_x) las ecuaciones establecidas son:

$$P = \sin^2 B * \cos^2 C$$

$$\phi = \arcsen [(2 \sin^2 B - P - 1) / (1 - P)^{1/2}], \text{ donde}$$

B = buzamiento del plano de falla

C = Cabeceo de la estría sobre el plano de falla

ϕ = ángulo de rozamiento interno

De esta forma, si $\phi < 0$, la falla tiene un carácter de estiramiento en la vertical, es decir, es una falla inversa y se toma el valor de $|\phi|$; y si $\phi > 0$, se trata de fallas con componente normal. El resto de ecuaciones a aplicar son distintas para estos dos tipos de fallas pertenecientes a los campos principales definidos:

Para fallas con componente normal:

$$K' = [P / (1 - P)]$$

$$S = 2 \arcsen [K' / \tan^2 B]^{1/2}$$

S es el ángulo de separación en el plano horizontal de las dos familias de fallas con buzamientos contrarios.

La dirección de máximo acortamiento horizontal (D_{ey}), se obtiene a partir del sentido de buzamiento de la falla (D) según:

$$D_{ey} = D \pm (90 - S/2)$$

Para fallas con componente inverso:

$$K' = [-1 / (1 - P)]$$

$$S = 2 \arcsen [(K' + 1) / (-\tan^2 B)]$$

$$D_{ey} = D \pm S/2$$

Utilizando estas expresiones obtenemos, para cada falla, un valor del ángulo de rozamiento interno de la roca en el momento de la deformación, y la forma del elipsoide de deformación.

Las relaciones entre los valores del parámetro K' con el tipo de deformación y las magnitudes relativas a los ejes de deformación nos definen para cada falla un valor del ángulo de rozamiento de la roca en el momento de la deformación y la forma del elipsoide de deformación. Estas relaciones quedan expresadas gráficamente en el diagrama cabeceo/buzamiento (C/B), (Figura 3), donde quedan delimitados siete campos, que corresponden a los distintos tipos de elipsoides con componente de cizalla (direccionales) que se definen como:

1. Deformación por cizalla con componente extensivo (fallas direccional – normales)
2. Deformación extensiva con componente de cizalla (fallas normal – direccionales)
3. Deformación por cizalla con componente compresivo (fallas direccional inversas)
4. Deformación compresiva con componente de cizalla (fallas inverso direccionales)

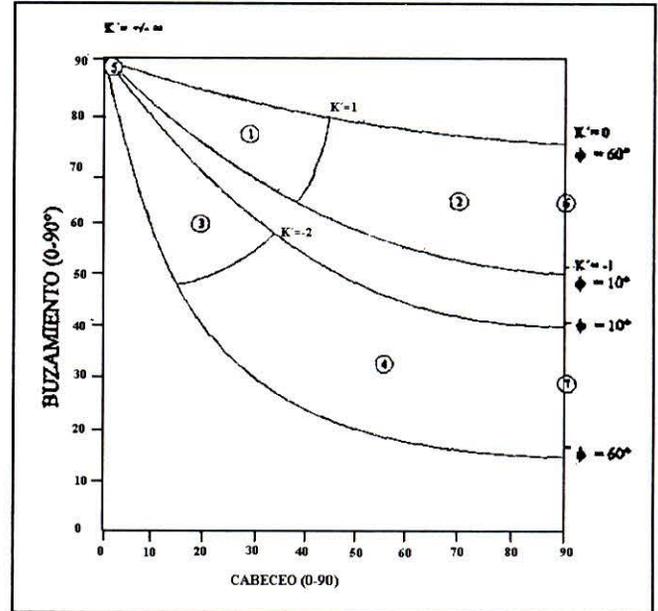


Figura 3. Diagrama cabeceo – buzamiento (C/B) donde se muestran 7 zonas de deformación.

5. Deformación por cizalla pura (desgarres puros)
6. Deformación extensiva radial pura (fallas normales puras)
7. Deformación compresiva radial pura (fallas inversas puras).

Para elipsoides de tipo radial, es decir, cuando coexisten dos ejes de estiramiento o acortamiento en la horizontal (radial puro si $e_x = e_y$), el buzamiento es directamente proporcional al ángulo de rozamiento interno (Φ), simplificando así las ecuaciones y diagramas de representación.

Para extensión radial:

$$K' = -\sen^2 D$$

$$\phi = 2B - 90$$

Para compresión radial:

$$K' = -\cos^2 D$$

$$\phi = 90 - 2B$$

Evolución geológica del territorio colombiano

Los Andes septentrionales evolucionaron a través de una historia compleja marcada por tres ciclos principales orogénico-tectónicos, durante los cuales la migración ha-

cia el oeste de la subducción ha causado aumentos discretos de la corteza oceánica en la margen occidental del continente Sudamericano principalmente durante el Mesozoico y el Cenozoico (Duque-Caro, 1979; Drummond, 1981; Case et al., 1983; Hunter, 1983; McCourt et al., 1984; Restrepo-Pace, 1992; Kellog & Vega, 1995). El primer ciclo (Figura 4) sucedió antes del Precámbrico Tardío (Mac Donald & Hurley, 1969; Barrero & Vesga, 1978; Restrepo & Toussaint, 1978) du-

rante la orogenia transamazónica (2200 m.a. - 1800 m.a.) que dio origen al actual Escudo de la Guyana (Martin, 1972; Toussaint, 1993).

El segundo ciclo comienza en el Precámbrico Tardío con el inicio de la apertura del Proto-Atlántico (aprox. 1000 m.a.); para esta época el borde occidental del Escudo de Guayana (núcleo de la Placa Sudamericana) llega a ser el borde principal o saliente de una placa continental en

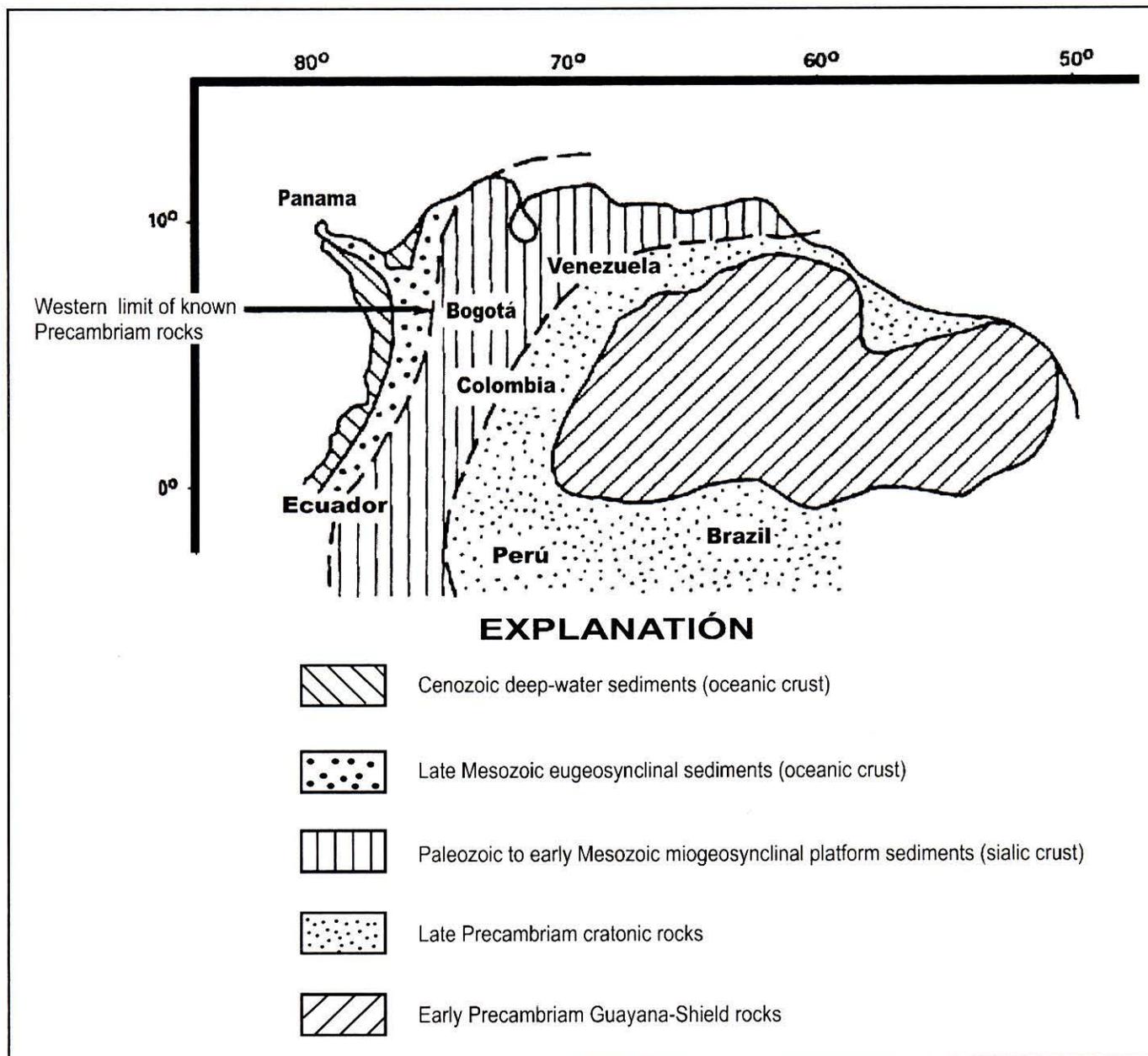


Figura 4. Acreciones continentales en el norte de Suramérica. Modificado de Irving (1975) y Zeil (1979) en Page (1986).

subducción (**Page**, 1986). A mediados del paleozoico tardío el Proto-Atlántico se cerró. El final del ciclo culmina con la orogenia que formó la serranía ancestral de las cordilleras Central y Oriental (**Benedetto & Sánchez**, 1979; **Mc Court et al.**, 1984; **Restrepo-Pace**, 1992). Los anteriores dos ciclos causaron un aumento en el material de la corteza de Sudamérica, y creó cuencas estructurales regionales orientadas hacia el norte. Estas primeras estructuras influyeron en la tectónica de los siguientes ciclos.

El tercer ciclo, conocido como Ciclo Orogénico Andino, comienza en el Paleozoico Tardío con un abombamiento de la corteza continental a lo largo del actual valle del río Magdalena (**Page**, 1986). En el Triásico Tardío y Jurásico Temprano se separan Norteamérica y Sudamérica de África a lo largo de la sutura que se forma y coincide con la apertura del Océano Atlántico (Figura 5). En el Cretáceo Temprano el mar cubre la mayoría de la región Andina Norte (**Anderson & Schmidt**, 1983). Posteriormente se inicia la mayor deformación tectónica del ciclo Andino con la subducción a lo largo de la fosa oceánica en lo que ahora es la Zona de Cizallamiento Dolores.

Para esta época la región se dividió en tres ambientes tectónicos, que de este a oeste, fueron: cuenca marginal situada detrás del arco, arco insular, y una fosa oceánica profunda. La cuenca marginal detrás del arco estaba a lo largo del borde occidental de rocas cratónicas Precámbricas (actual Cordillera Oriental). De acuerdo con **Burgl** (1967) e **Inving** (1975) la región se partió en varios bloques durante el Mesozoico Temprano, dando lugar a un escenario de bloques hundidos y levantados que propiciaron la generación de cuencas separadas por cerros de rocas Precámbricas cristalinas. La subsidencia fue extensiva en algunas de estas cuencas, como por ejemplo en Bogotá (**Burgl**, 1967; **Radelli**, 1967), donde el registro sedimentario sugiere condiciones superficiales continuas, indicando que la depositación avanzó acorde con la tasa de subsidencia.

El arco insular volcánico estaba localizado al este de la fosa y formaba el ancestro de la Cordillera Central en el borde occidental de la placa de Sudamérica, paralelo a la cuenca marginal detrás del arco. Durante la mayor parte del tiempo Cretáceo, el arco insular fue un sitio de un magmatismo muy activo e intenso, como así lo indica la presencia de batolitos epizonales que intruyeron rocas metamórficas de edad Paleozoica a Precámbrica (**Barreiro & Vesga**, 1978; **Restrepo & Toussaint**, 1978; **Toussaint**, 1993). Este arco insular estaba a baja altura y fué al menos parcialmente sumergido durante la gran trasgresión marina del Cretáceo Medio. En contraste, los

sedimentos Terciarios de la Cordillera Central son continentales, la mayoría detríticos (**Van der Hammen**, 1961; **Beltran & Gallo**, 1968; **Anderson**, 1972; **Howe**, 1974). Desde el Cretáceo Medio, la región de la Cordillera Central ha permanecido emergida.

Hacia el Cretáceo Temprano, la subducción de la corteza oceánica bajo la placa Sudamericana originó una fosa próxima a la costa al occidente del arco insular, a lo largo de lo que hoy son las depresiones de los ríos Cauca y Patía, extendiéndose hacia el norte al menos hasta Barranquilla. A su vez, la migración hacia el oeste de la zona de subducción en el Cretáceo Medio (Figura 5) originó un aumento de Sudamérica con los sedimentos superpuestos y los metamorfoseados desprendidos de la placa que se hunde a lo largo de la fosa profunda. Estas tajadas superpuestas forman el corazón de la actual Cordillera Occidental. En el Cretáceo Medio a Tardío, la zona de subducción a lo largo del occidente de Sudamérica se ha retirado hacia el occidente, creando el Sinclinal de Bolívar en el sector donde actualmente corren los ríos Atrato y San Juan (**Bandy**, 1970; **Van Andel et al**, 1971; **Malfait & Dinkelman**, 1972; **Nygren**, 1950; **Meissner et al**, 1976). Hacia el Terciario Medio a Tardío, la zona de subducción

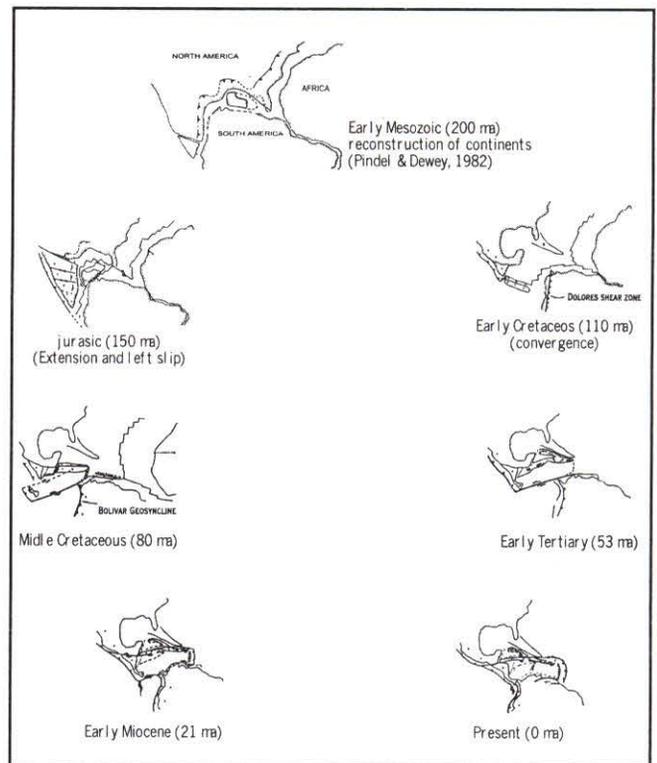


Figura 5. Evolución del Caribe desde el Jurásico. Modificado de **Burke et al.** (1984) en **Page** (1986).

de nuevo se desplazó al occidente a la actual fosa Colombo-Ecuatoriana y la fosa oriental de Panamá.

De este modo, la subducción debajo del continente Sudamericano que inició en el Cretáceo Temprano se ha mantenido hasta la actualidad, empujado por la deriva hacia el oeste de la Placa Sudamericana y el movimiento más rápido hacia el este de la placa de Nazca y su predecesora, la placa Farallon. En el Terciario Temprano y Medio, la fosa Colombo-Ecuatoriana y la de Peru-Chile eran probablemente una fosa única. Durante el Mioceno Medio (aprox. 30 m.a.), la placa Farallon inicia su división en las placas Nazca y Cocos (Figura 6), reorientando la convergencia entre la placa Sudamericana y la nueva Nazca en dirección EO, y al mismo tiempo, se llevó a cabo la colisión de la dorsal de

Carnegie con la placa Sudamericana promoviendo la separación de fosas, con tasas de subducción diferentes a lo largo de ambas fosas (Mammerickx et al., 1975; Lonsdale & Klitgord, 1978; Page, 1986).

El movimiento hacia el este de la placa Caribe con respecto a Sudamérica durante el Mioceno Temprano y Medio fue parcialmente absorbido por la subducción de la litosfera oceánica debajo de la placa Sudamericana. En el Mioceno Tardío (aprox. 12 m.a.), en la parte oriental de la sutura de Galapagos, al este de la zona de fractura de Panamá, la expansión cesó, promoviendo una unión triple secundaria formada donde la zona de fractura de Panamá intercepta la placa del Caribe. Posteriormente esta unión triple migró hacia el este (Mattson, 1984). A su vez, la

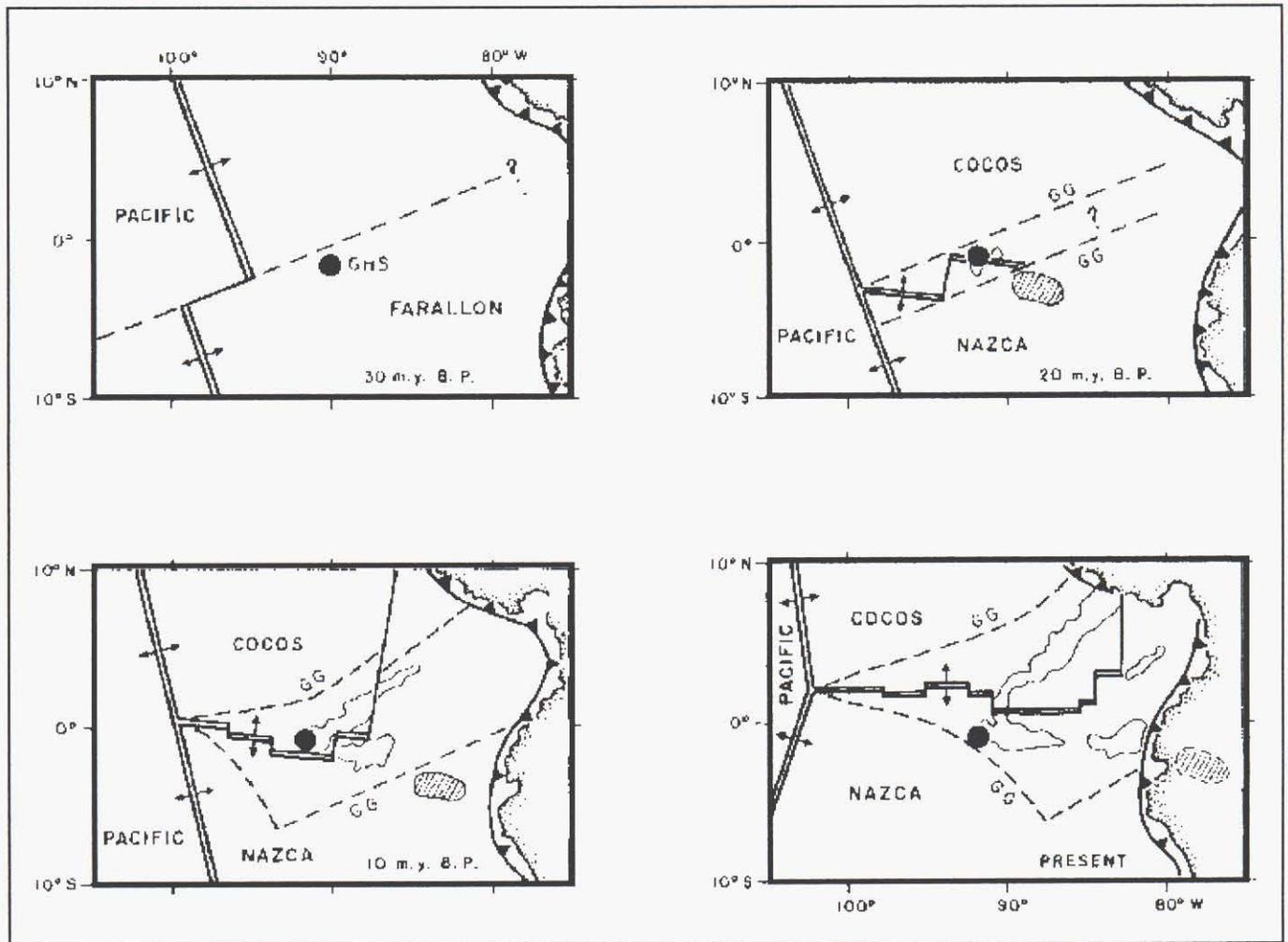


Figura 6. Evolución del fracturamiento de la Placa Farallón. El punto negro es el punto caliente Galápagos; la zona achurada es la anomalía batimétrica que llega a constituir la Cordillera de Carnegie. Tomado de Hey (1977) en Pennigton (1981).

parte occidental de la placa de Cocos separada de la parte principal de la placa a lo largo de la zona de fractura de Panamá llegó a ser parte de la placa de Nazca y cambió su dirección de movimiento de noreste a este. Esta nueva dirección provocó el cese de la subducción activa al norte de una línea de rumbo este, que se extiende más allá de Bucaramanga (**Page**, 1986). La delgada cordillera que hizo parte del arco de islas extendido a lo largo de Centro América hasta Panamá, la Serranía del Baudó, se acrecionó a la margen NO de Sudamérica (**Duque-Caro**, 1990).

Asociado con esta variación de la subducción, se inició el volcanismo de la Cordillera Central, el cual se extendió desde Manizales hasta el norte del Ecuador. Estos volcanes fueron la fuente de los extensiones depósitos de aglomerados en las depresiones de los ríos Cauca y Magdalena. Otros volcanes se formaron a medida que la Falla Romeral se movió lateralmente a la izquierda, creando una zona de tensión (Figura 7A). Para este tiempo, se inicia el levantamiento de las cordilleras Oriental, Central y Occidental y el hundimiento de varias cuencas (**Hunter**, 1983)

La colisión de América Central con Sudamérica hace 3.5 a 3.1 m.a (**Ladd**, 1976; **Keigwin**, 1978; **Duque-Caro**, 1990) interrumpió el régimen de subducción al norte de la unión triple del Darien (Figura 7B). La zona de subducción Colombo-Ecuatoriana continuó al norte hasta ser conectada con la zona de subducción de América Central por una supuesta falla de transformación de tendencia al oriente a lo largo de la antigua zona de subducción de Panamá oriental (**Page**, 1986). Los Andes actuales se levantaron rápidamente y la cadena de volcanes de la actual Cordillera Central inició su formación. La placa de Nazca a la latitud de Cali toma diferentes direcciones, situación reflejada por ángulos diferentes de subducción al norte y sur de Cali y por la distribución de anomalías magnéticas en el piso actual del Océano Pacífico frente a Colombia (**Lonsdale & Klitgord**, 1978). Al norte de Bucaramanga, la losa que venía subduciendo desde el Mioceno Tardío, continuó moviéndose hacia el este por debajo de los extremos norte de las cordilleras Central y Oriental, y por debajo de la Sierra Nevada de Santa Marta y la Sierra de Perijá.

Durante el Plioceno, el límite de las placas Caribe y Sudamérica se desvió al sur y hacia el oriente de la Falla de Oca. El límite entre dichas placas lo pudo constituir la actual Falla Perijá y posteriormente la Falla Boconó (**Silver et al.**, 1975; **James**, 1985; **Page**, 1986). De acuerdo con **Kellog** (1980; 1995), **Pennington** (1981) y **Aggarwal et al.** (1983), la placa Caribe está aún sumergiéndose por debajo de la Sudamericana. Así mismo, para el Plioceno, un levantamiento rápido formó las altas montañas de los Andes Septentrionales y las fallas inversas de alto ángulo

con deslizamientos laterales notables, que actualmente dominan el ambiente tectónico al oriente de Colombia (**Var Houten**, 1976; **Kroonenberg & Diederix**, 1982). La Figura 8 permite observar la configuración estructural que actualmente rige en el NO Sudamericano (**París & Romero**, 1994; **Guzmán et al.**, 1998; **Taboada et al.**, 2000). Por su parte, en la Figura 9 se ilustra un mapa geológico simplificado de los Andes Colombianos (**Toussaint**, 1993) donde se puede apreciar la configuración actual de litologías y edades producto de la evolución geológica del NO Sudamericano, así como los principales rasgos estructurales con los que se asocia la actividad sísmica.

Sismotectónica del territorio colombiano

Bajo las anteriores consideraciones el esquema tectónico actual del territorio colombiano se puede describir así (Figuras 1, 8 y 9):

- Tres cordilleras con tendencias N-NE, Oriental, Central y Occidental, que se desprenden desde una cordillera principal hacia el sur, las cuales se encuentran separadas por cuencas estructurales.
- La naturaleza y composición de las tres cordilleras es sustancialmente diferente, cada una resultado de diferentes procesos tectónicos que afectaron al NO de Sudamérica.
- Las cordilleras Occidental y Central están separadas por la Depresión Intra montañosa Cauca-Patía, por donde corre el Sistema de Fallas de Romeral controlando el río Cauca y muchos de sus afluentes. Particularmente este sistema marca el límite entre litologías con dominios continental hacia el oriente y marino al occidente.
- El Bloque Chocó, bloque exótico afín con el arco de islas de Centro América, se encuentra limitado por la Zona de Fallas Uramita al oriente y la Zona de Deformación de Istmina (**Duque-Caro**, 1990; **París & Romero**, 1994; **Guzmán et al.**, 1998; **Taboada et al.**, 2000). La Zona de Fallas Uramita es un sistema de fallas con orientación N-NO con movimientos transpresivos de desplazamiento lateral izquierdo. Por su parte, la Zona de Deformación de Istmina esta caracterizada por fallas transpresivas de desplazamiento lateral derecho con orientación E-NE, dentro de las que se destaca la Falla Garrapatas con evidencias de actividad neotectónica.
- El Sistema de Falla de Romeral esta caracterizado por fallas inversas con buzamiento hacia el E y fallas de rumbo, que hacen parte de una gran vergencia hacia

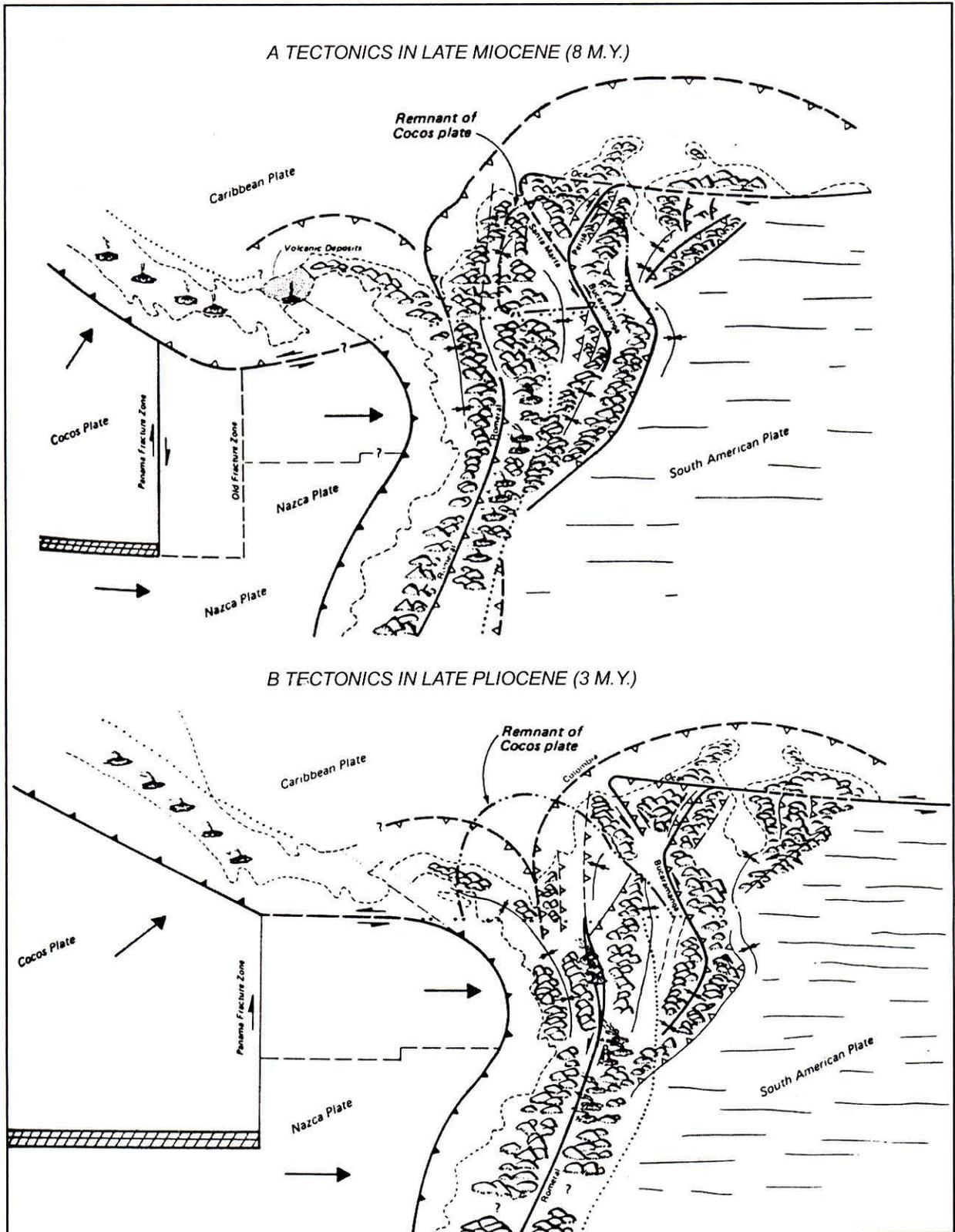


Figura 7. Evolución Tectónica del Territorio Colombiano. A) Durante el Mioceno Superior. B) Durante el Plioceno Superior. Tomado de Page (1986).

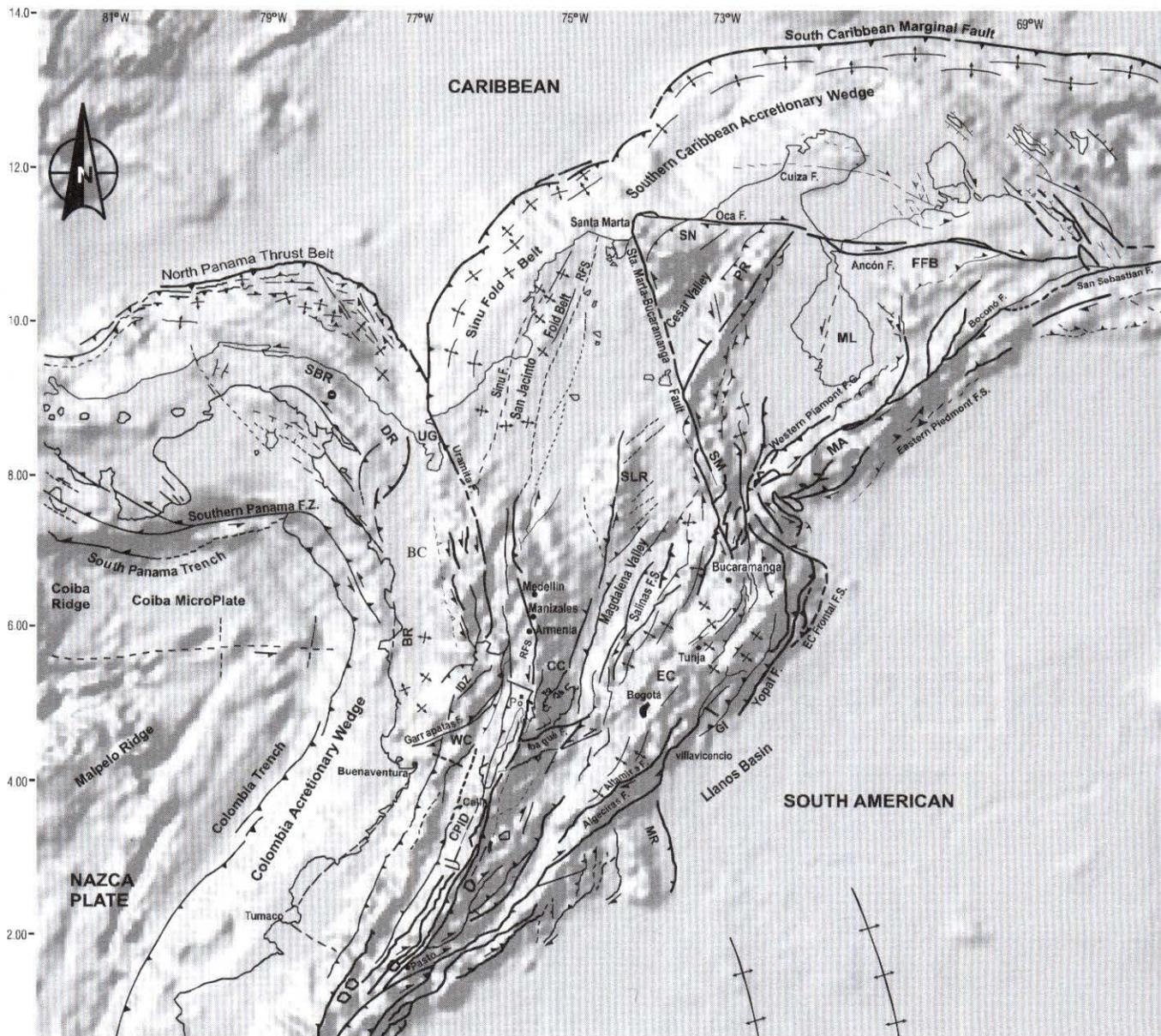


Figura 8. Marco Neotectónico del Noroccidente Suramericano. BR: Serranía del Baudó; CB: Bloque Chocó; CC: Cordillera Central; DR: Serranía del Darién; EC: Cordillera Oriental; FFB: Cinturón de Plegamiento Fancón; MA: Andes de Mérida; MB: Bloque Maracaibo; MR: Sierra de la Macarena; PR: Serranía de Perijá; SBR: Serranía de San Blas; SLR: Serranía de San Lucas; SM: Macizo Santandereano; WC: Cordillera Occidental; CPID: Depresión Intramontañosa Cauca-Patía; SN: Sierra Nevada de Santa Marta; ML: Lago de Maracaibo; UG: Golfo de Uraba; IDZ: Zona de Deformación de Istmina. Modificado de París & Romero (1995), Guzmán et al. (1998) y Taboada et al. (2000).

el O con cinturones de cabalgamiento y plegamiento que envuelven el basamento. Dicho sistema tiene una dirección N-NE y muestra trayectos activos con desplazamientos laterales derecho en el sur de Colombia. Al norte de los 4° N y hasta los 8°N, las fallas llegan a presentar desplazamientos laterales izquier-

do, probablemente asociables con la convergencia E-SE entre el Bloque Chocó y el NO de Sudamérica. Al norte de la latitud 8°N, el Sistema de Fallas de Romeral se extiende por la Región Caribe colombiana mostrando muy baja o extinta actividad (París & Romero, 1994; Guzmán et al., 1998).

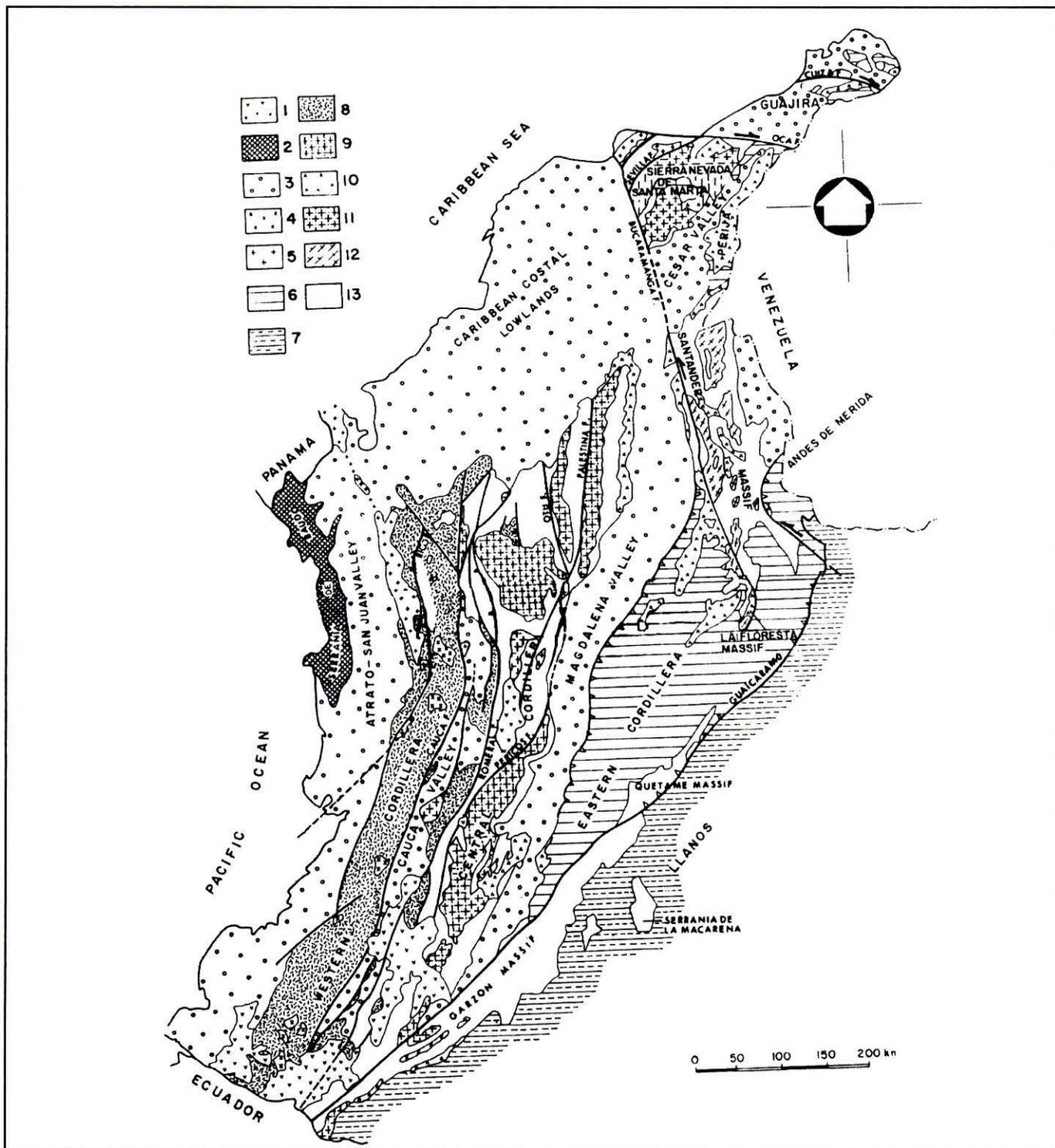


Figura 9. Mapa geológico simplificado de los Andes Colombianos (Tomado de Toussaint, 1993). 1. Vulcanismo Plioceno y Cuaternario, 2. Rocas básicas Mesozoicas y Cenozoicas de la Serranía del Baudó, 3. Sedimentos Cenozoicos, 4. Magmatismo Cenozoico de la Cordillera Occidental, 5. Magmatismo Cenozoico del borde occidental de la Cordillera Occidental, 6. Sedimentos Mesozoicos, 7. Sedimentos Cenozoicos de los Llanos Orientales, 8. Rocas básicas Cretácicas, 9. Magmatismo Cretácico Superior, 10. Vulcanismo Triásico y Jurásico, 11. Plutonismo Jurásico, 12. Magmatismo Paleozoico, 13. Basamento Paleozoico y Precámbrico.

- Las más importantes estructuras tectónicas relacionadas con el Sistema de Fallas de Romeral en el sector Caribe son los cinturones plegados Sinú al O y San Jacinto al E. El Cinturón Sinú se extiende paralelo a la margen Caribe de Colombia y abarca varios anticlinales, plegamientos y fallas con vergencia O localizados tierra adentro. Hacia el norte continua su trayecto dentro del mar a lo largo de la plataforma continental Caribe colombiana. El Cinturón San Jacinto, caracterizado por tres pequeñas cadenas de anticlinales, presenta fallas de cabalgamiento con vergencia al O. La estructura interna de estos cinturones plantea la hipótesis de la existencia de un prisma de acreción de bajo ángulo compatible con una subducción de bajo ángulo de la placa Caribe por debajo de la Sudamericana (Case et al., 1984; Toto & Kellog, 1992).
- La Cordillera Central es un complejo de rocas con metamorfismo de baja y media presión intruidas por varios plutones Mesozoicos y Cenozoicos relacionados con la subducción de la litosfera bajo la cadena Andina. El flanco occidental de esta cordillera es más empinado que el oriental, probablemente como producto del movimiento transpresivo a lo largo de fallas de buzamiento este. Por su parte el flanco oriental esta caracterizado por fallas inversas con buzamiento oeste localizadas a lo largo del pie de la cordillera. Fallas de rumbo destrales paralelas en las latitudes 4°N y 5°N presentan tendencias E-NE, cortando esta cordillera y formando un estilo estructural “en echelon” (Vergara et al., 1996).
- La Cordillera Oriental desde su inicio al sur de Colombia, se amplía progresivamente hacia el norte y muestra varios estilos estructurales y morfológicos (Vergara, 1996). El segmento sur (2°N – 3.5°N) es una cadena estrecha con relieve moderado, recorrida en sus bordes por fallas destrales de orientación N-NE. Su segmento central (3.5°N – 5.5°N) presenta una importante meseta, la Sabana de Bogotá, limitada en su extremo oriente por el Sistema de Fallas de Borde Llanero y al occidente por el Sistema de Fallas Salinas; todas estas fallas son de carácter inverso “en echelon” con buzamientos hacia la cordillera. Finalmente, su segmento norte (5.5°N – 7.5°N) el más amplio de todos, con alturas que alcanzan los 5.500m, esta limitado hacia el norte por una falla de rumbo con desplazamiento izquierdo conocida como Falla Santa Marta – Bucaramanga.
- El movimiento de rumbo a lo larga de la Falla Santa Marta - Bucaramanga es absorbido hacia el sur por

fallas inversas que cabalgan en el valle del Magdalena; su estilo estructural evoca una terminación de “horts” hacia el norte (Boinet et al., 1989).

- El límite de las placas Sudamérica y Caribe consiste en una amplia zona de deformación transpresiva destal, donde los mecanismos de deformación sugieren deslizamientos discretos en el borde de acreción sur del Caribe, causado por convergencia oblicua absorbida a lo largo de fallas transcurrentes (Oca-Ancon, San Sebastián y El Pilar).
- La deformación continental al norte de Colombia y noroeste de Venezuela es absorbida principalmente por los sistemas de fallas que limitan el bloque triangular de Maracaibo (Audemar & Singer, 1996). De este modo, los Andes de Mérida que llegan a ser el límite entre el Bloque Maracaibo y el craton sudamericano se caracteriza por deformación transpresiva y fallas destrales que recorren paralelamente el pie de la cordillera. La Falla Santa Marta – Bucaramanga llega a estar asociada con el movimiento relativo NE del Bloque Maracaibo respecto a la placa Sudamericana.

Distribución de sismicidad

Mediante el uso de la base de datos de sismicidad instrumental en Colombia desarrollada por INGEOMINAS para el período Jun/1993 a Dic/1999, se pueden observar varios patrones sísmicos importantes que han sido relacionados con las principales fallas activas y estructuras tectónicas (Figuras 8 y 10). Se destaca la actividad a lo largo del Sistema de Fallas de Borde Llanero (F. Algeciras, F. Altamira, F. Yopal y F. Frontal de la Cordillera Oriental), con eventos de profundidades < 30 Km; esta sismicidad parece seguir hacia el norte y noreste en la tendencia de la Serranía de Perijá y de los Andes de Mérida. La Costa Pacífica presenta eventos predominantemente superficiales e intermedios (profundidad < 80 Km) a lo largo de la Fosa Colombiana, probablemente relacionados con la subducción de la Placa Nazca; a la altura de Tumaco un importante enjambre de eventos orientados E-O podría sugerir la presencia de un sistema transformante activo.

Sismicidad superficial e intermedia a la latitud 7°N presenta una dirección predominantemente E-O en la región Andina; en los extremos de este patrón aparece la sismicidad profunda (> 80 Km) del Nido de Bucaramanga hacia el este y la sismicidad superficial, intermedia y profunda en la región del Darién en el sector oeste. El Nido Sísmico de Bucaramanga ha sido interpretado como una

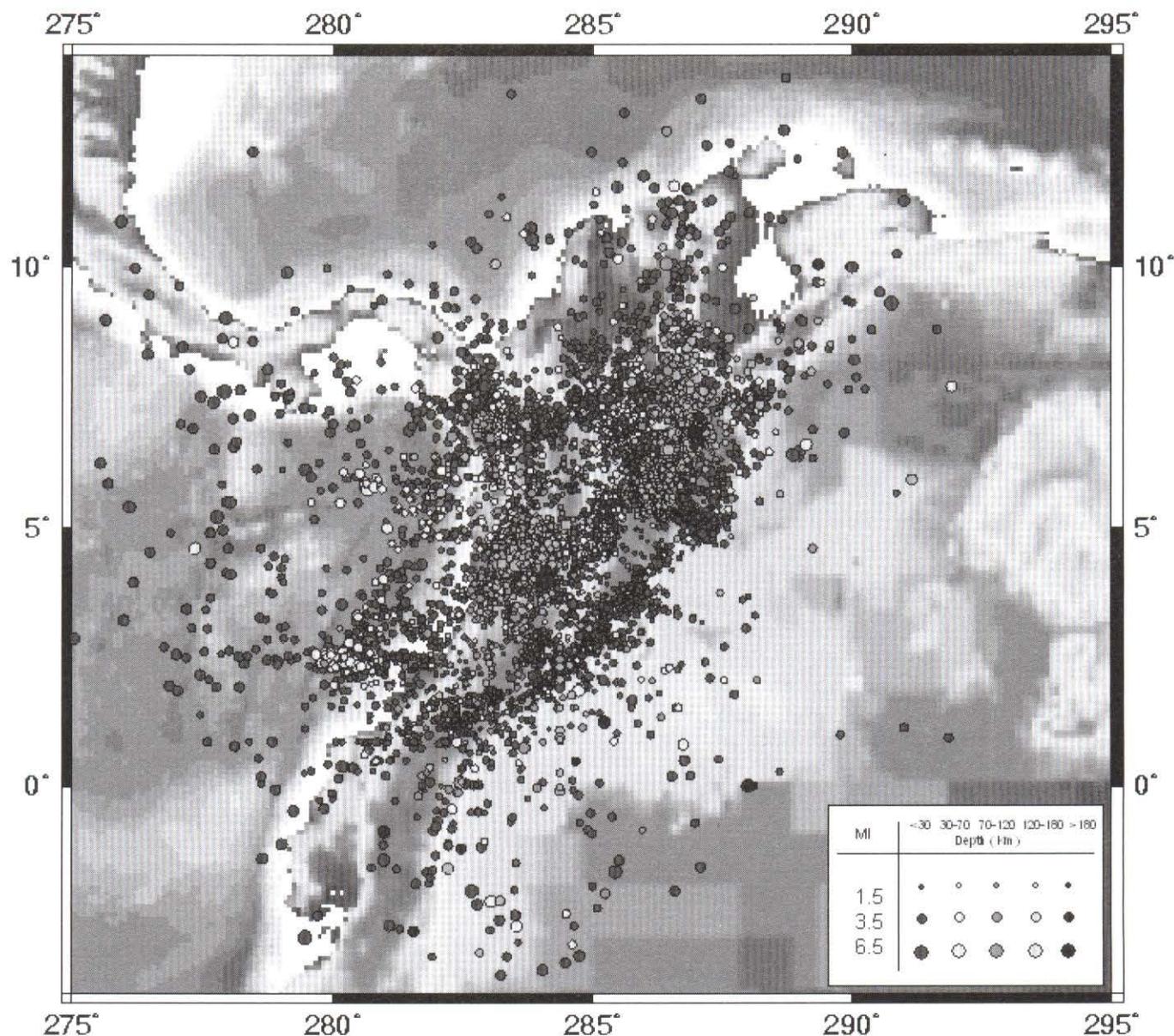


Figura 10. Sismicidad instrumental entre Jun-93 y Dic-99 registrada por la Red Sismológica Nacional de Colombia (INGEOMINAS).

actividad producto de la profundización de la remanente paleo Placa Caribe (Taboada et al, 2000). Se destaca además, la sismicidad intermedia y profunda al norte de la latitud 4°N, sismicidad que ha tenido consecuencias devastadoras en la región central de los Andes de Colombia con al menos 6 eventos con MI > 6.0 e intensidad > IX, y ha sido atribuida a la subducción de Nazca bajo Sudamérica. También aparece la sismicidad superficial e intermedia relacionada con los sistemas de fallas Salinas

hacia el valle del Magdalena y a lo largo de la Falla Santa Marta – Bucaramanga.

Desplazamientos corticales y su asociación con el régimen de Esfuerzos

Estudios de geodesia satelital en el marco del proyecto CASA (Kellog & Vega, 1995; Mora, 1995; Trenkamp et al., 2001) sugieren un desplazamiento relativo importante

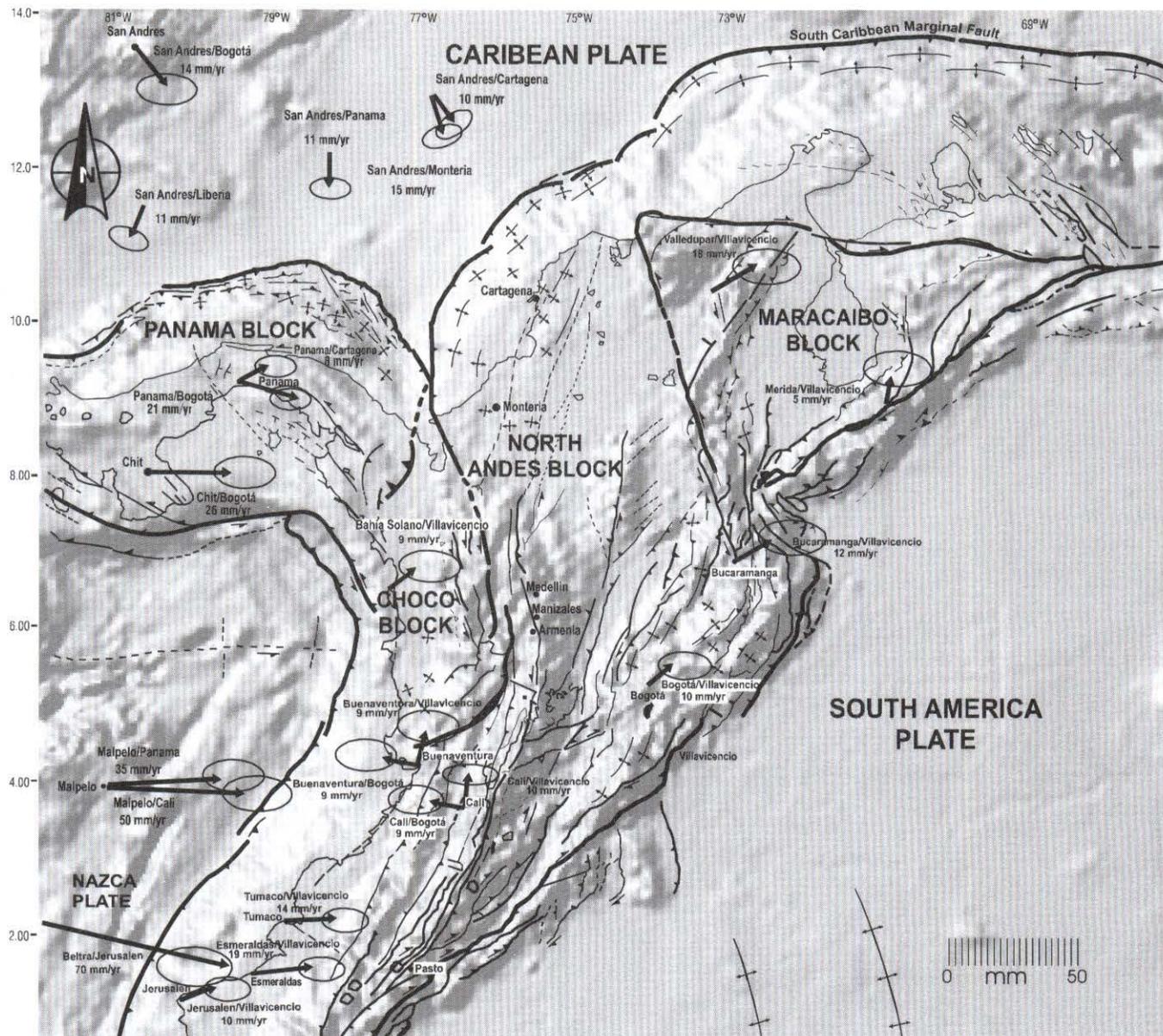


Figura 11. Vectores de deformación a partir de observaciones del proyecto CASA. Las elipses de error también refieren la misma escala del vector. Modificado de Kellog & Vega (1995), Mora (1995) y Trenkamp et al. (2001).

de la Placa Nazca con respecto a Sudamérica hacia el este; del Bloque Andino Colombiano respecto a Sudamérica hacia el NE; de la Placa Caribe respecto a Centro América y Sudamérica hacia el Sur; y del Bloque Panameño respecto a Sudamérica hacia el este (Figura 11). Este esquema, al igual que los patrones sísmicos relacionados anteriormente están de acuerdo con el estado de esfuerzos para varias regiones de Colombia invertidos mediante el Método de Rechés (Rechés, 1983; Rechés, 1987) a partir de 94 solu-

ciones de mecanismos focales (CMT) registrados por la Universidad de Harvard para el período 1976 a 2000 y con $M_w \geq 5.0$, donde los planos de falla fueron seleccionados de acuerdo con la tendencia de las estructuras principales presentes en cada zona (Figura 12, Tabla I).

De este modo, se deducen esfuerzos compresivos con dirección O-E del bloque Panamá -Costa Rica hacia el NO de Sudamérica. Los esfuerzos invertidos con la sismicidad

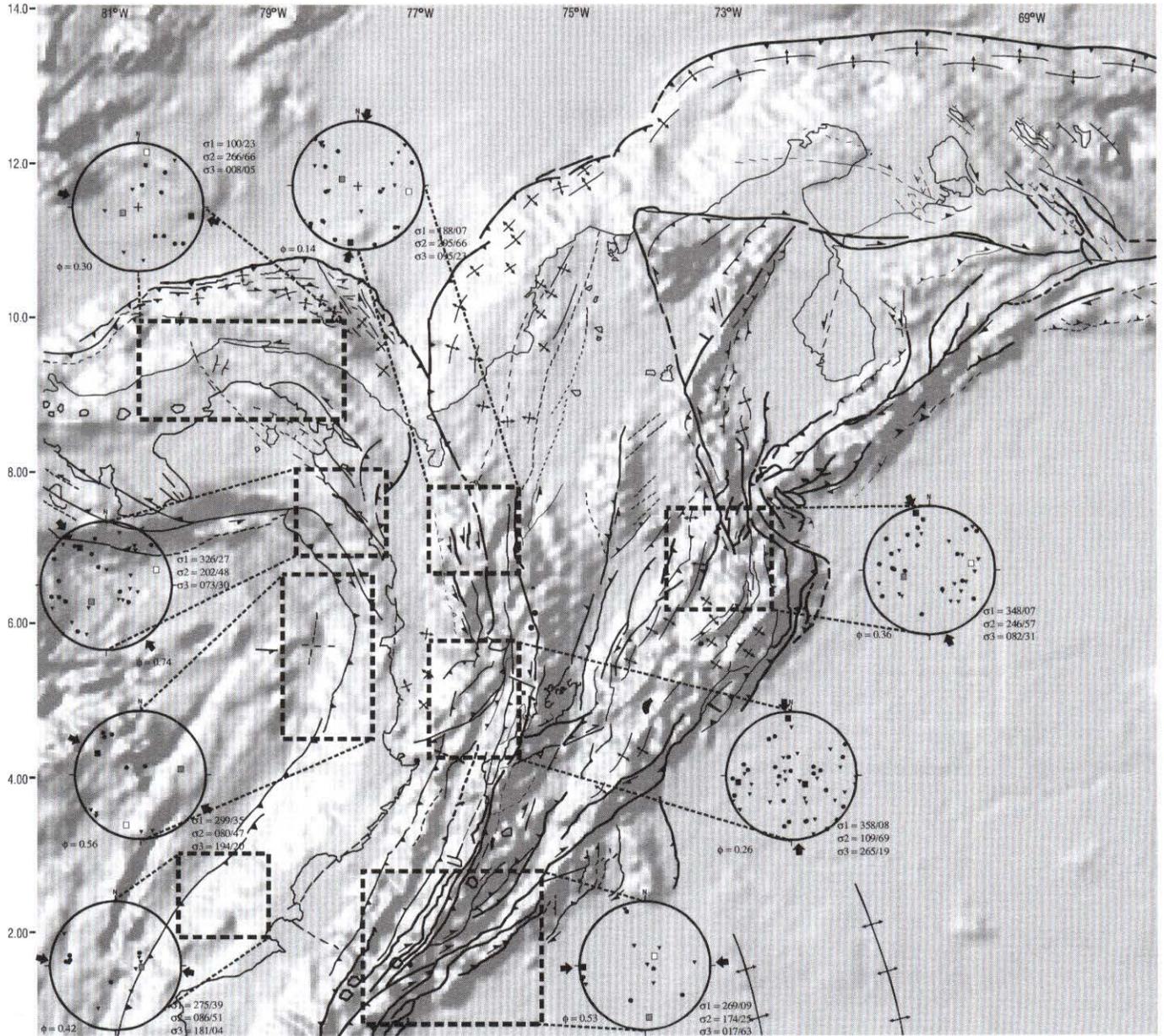


Figura 12. Determinación de ejes de esfuerzo principal mediante el método de inversión de Retches (Retches et al., 1992) a partir de 94 soluciones de mecanismos focales (CMT) registrados por la Universidad de Harvard para el período 1976 a 2000 y con $M_w > 5.0$

superficial (< 30Km) en el sur de la región del Darién y en el tramo norte de la Falla Uramita siguen tendencias aproximadamente N-S; esfuerzos a partir de sismicidad intermedia y profunda en la Zona de Deformación de Istmina siguen tendencias N-S. Esfuerzos a lo largo de la Costa Pacífica Colombiana hasta Tumaco sugieren tendencias desde NO-SE hasta prácticamente O-E. Estos patrones de esfuerzos, sismicidad y deformación tectónica

parecen corroborar la existencia del Bloque Chocó que choca contra el continente Sudamericano y de la subducción de la Placa Nazca bajo Sudamérica. Finalmente, la inversión de esfuerzos en la región de Bucaramanga mediante sismicidad profunda (>130Km) sugiere coherencia con la hipótesis de subducción de la Placa Caribe debajo del continente Suramericano con una tendencia NNO – SSE.

Tabla I. Soluciones de Mecanismos Focales reportados por la Universidad de Harvard (CMT) para el período 1976 a 2000, Mw >= 5.0.

Lon	Lat	Depth	Str	Dip	Slip	Str	Dip	Slip	Mw	NUM
-78.29	7.19	15.0	74	63	171	167	82	27	6.8	1
-78.11	7.32	15.0	78	67	161	176	72	24	7.3	2
-73.18	7.17	157.7	15	46	160	119	76	46	5.5	3
-77.78	6.93	15.0	287	19	25	173	82	108	5.4	4
-75.97	7.40	15.0	101	17	-175	7	89	-74	6.5	5
-73.17	7.58	169.3	196	13	-52	337	80	-98	5.2	6
-78.24	5.84	15.0	249	36	-77	53	55	-100	5.7	7
-78.59	9.55	58.6	207	25	-114	53	67	-79	5.8	8
-78.00	7.29	15.0	21	40	38	260	67	123	5.5	9
-73.21	6.85	157.4	261	8	-29	20	86	-97	5.1	10
-73.32	7.03	157.7	118	40	170	216	83	51	5.7	11
-74.07	7.27	24.0	170	48	45	47	59	128	5.5	12
-76.23	5.52	110.8	174	44	100	8	47	80	5.0	13
-75.58	5.18	108.6	137	41	-163	35	79	-51	7.2	14
-78.81	2.32	19.7	30	16	118	181	76	83	8.1	15
-75.35	4.70	151.1	231	74	14	137	76	164	6.3	16
-73.12	6.67	166.0	257	15	-2	349	89	-105	5.1	17
-78.53	2.63	37.4	1	20	85	186	70	92	6.1	18
-74.72	7.96	80.7	163	46	-132	36	58	-55	5.0	19
-78.95	2.13	18.0	253	24	-39	20	75	-109	5.4	20
-76.42	6.90	15.0	5	75	-11	98	79	-165	5.4	21
-77.11	7.76	21.0	236	22	94	51	68	88	5.3	22
-76.58	7.12	15.0	183	76	7	92	83	166	5.5	23
-76.56	7.24	15.0	358	71	-9	91	82	-161	5.3	24
-76.58	7.06	15.0	3	76	-14	96	76	-166	5.2	25
-74.05	5.97	35.4	329	68	23	230	68	157	5.3	26
-78.65	6.26	15.0	289	38	-62	75	57	-110	5.3	27
-78.15	7.02	15.0	319	33	49	184	66	113	5.2	28
-77.57	6.66	15.0	358	39	-20	104	78	-127	5.5	29
-76.81	2.45	56.8	26	76	175	117	85	14	5.6	30
-76.63	0.11	23.0	60	49	129	189	54	54	5.2	31
-73.41	7.11	155.1	350	76	-14	83	76	-166	5.2	32
-73.25	7.28	155.7	187	14	-96	14	76	-88	5.4	33
-77.21	1.94	46.7	81	38	-76	244	53	-100	5.2	34
-77.35	9.01	12.3	75	26	20	327	82	115	6.3	35
-78.99	3.24	26.0	32	19	125	176	74	79	5.5	36
-73.00	7.10	144.2	12	9	76	206	81	92	5.1	37
-73.34	7.10	153.4	34	59	179	124	89	31	5.3	38
-76.58	7.08	15.0	273	82	-172	182	82	-9	5.7	39
-73.14	7.15	160.1	259	46	18	156	77	135	5.7	40
-73.13	7.21	153.2	131	33	-171	33	85	-58	5.2	42
-78.90	5.68	15.0	0	72	170	94	80	18	6.0	43
-78.86	5.87	15.0	3	74	177	94	87	16	5.8	44
-77.77	0.10	15.0	198	20	118	348	73	81	6.4	45
-77.73	0.31	15.0	226	40	-166	125	81	-51	6.0	46
-76.41	5.86	50.9	258	19	83	86	71	93	5.0	47
-76.30	7.13	15.0	38	17	106	201	74	85	5.4	48
-76.14	6.89	29.9	92	13	154	207	84	79	5.3	49
-77.68	4.99	24.1	14	18	104	179	73	85	5.8	50
-77.89	6.95	21.4	316	29	-56	98	67	-107	5.4	51
-77.07	4.72	79.8	220	51	3	128	88	141	5.7	52
-73.09	6.87	156.8	109	8	-173	12	89	-82	5.3	53
-78.15	0.01	15.0	323	45	53	190	55	122	5.3	54
-77.93	5.71	35.1	350	36	79	183	54	98	5.3	55
-77.63	6.26	16.8	40	20	134	174	76	76	5.6	56
-75.46	4.45	147.0	182	23	-139	53	75	-72	6.0	57
-78.61	7.66	16.8	316	28	110	113	64	80	6.1	58
-77.24	9.19	45.7	173	75	-178	83	88	-15	5.9	59
-77.18	4.80	19.1	13	13	95	188	77	89	7.2	60
-77.44	4.74	20.7	45	22	127	186	72	76	5.2	61
-74.14	5.96	139.5	175	49	-159	71	74	-43	5.8	62
-78.54	7.14	15.0	176	90	-180	266	90	0	5.0	63
-75.88	5.08	125.9	228	22	-71	28	69	-97	5.9	64
-76.39	7.22	15.0	262	45	135	28	60	55	6.6	65
-76.34	7.27	15.0	270	45	167	9	81	46	7.1	66
-77.24	6.66	15.0	217	29	34	97	74	115	5.5	67
-76.98	4.15	90.4	234	44	77	73	47	103	5.2	68
-78.78	3.21	15.0	10	42	-123	231	56	-63	5.8	69
-75.94	2.93	15.0	206	76	170	299	80	14	6.8	70
-76.54	7.09	23.0	4	64	9	270	82	153	6.0	71
-78.92	5.90	16.3	7	69	-167	273	78	-21	6.1	72
-76.36	4.09	68.2	210	21	-90	30	69	-90	6.3	73
-76.84	7.63	15.0	281	90	-180	11	90	0	5.2	74
-76.46	7.56	15.0	92	74	-167	358	78	-17	5.4	75
-73.84	5.66	141.1	282	17	-7	20	88	-106	5.3	77
-75.69	5.22	128.7	204	30	-99	34	61	-85	6.5	78
-76.74	7.53	33.8	287	52	139	45	59	46	5.2	80
-77.56	6.06	15.9	349	8	82	176	82	91	5.7	81
-76.90	4.59	118.2	306	51	144	61	63	45	5.3	82
-77.21	7.47	15.0	188	43	42	64	63	124	6.3	83
-76.50	4.78	118.1	138	42	105	299	50	77	5.8	84
-75.57	4.00	213.2	256	48	62	115	49	117	6.7	85
-77.82	5.47	24.1	338	28	40	211	73	112	5.1	86
-75.84	4.11	189.5	249	53	31	140	66	139	6.3	87
-78.00	7.37	17.2	91	78	-179	1	89	-12	5.4	88
-75.75	4.58	27.7	8	65	-21	107	71	-153	6.1	89
-75.74	4.31	33.8	17	67	-23	116	69	-155	5.5	90
-73.15	6.90	160.2	54	38	152	167	73	55	5.4	92
-78.47	9.45	68.0	228	37	-37	349	69	-121	6.1	93
-77.61	5.69	15.0	337	15	-89	156	75	-90	5.2	94
-78.68	1.65	33.6	327	27	27	213	78	115	5.2	95
-77.80	6.54	15.0	319	34	-114	167	59	-75	5.2	96
-78.07	0.00	15.0	342	42	90	162	48	90	5.1	97

Conclusiones

El sector noroccidental de Sudamérica corresponde al área sobre la cual se ubica el territorio colombiano, una amplia zona de deformación continental que ha evolucionado y adquirido su actual configuración geológica y tectónica a través de una historia compleja marcada por tres ciclos principales orogénico-tectónicos. El primero de estos ciclos sucedió antes del Precámbrico Tardío durante la orogenia transamazónica (2200 m.a. - 1800 m.a.) que dio origen al actual Escudo de la Guyana. El segundo ciclo comienza en el Precámbrico Tardío con el inicio de la apertura del Proto-Atlántico (aprox. 1000 m.a.) y culmina con la orogenia que formó la serranía ancestral de las cordilleras Central y Oriental. El tercer ciclo comienza en el Paleozoico Tardío con un abombamiento de la corteza continental a lo largo del actual valle del río Magdalena y finaliza en el Cenozoico con la formación de las tres cordilleras Andinas de Colombia.

En la actualidad se reconoce un estado de esfuerzos compresivos de las placas Nazca y Caribe hacia Sudamérica en sentido O-E y NNO-SSE respectivamente; así como la presencia de al menos tres micro-placas ó bloques: Panamá-Costa Rica con vergencia O-E, Andes con desplazamiento SSO-NNE, probablemente a lo largo del Sistema de Fallas de Borde Llanero; y Chocó que colisiona con el Bloque Andino en dirección N-S.

Los sistemas de fallas que limitan el Bloque Andino, así como los procesos de subducción de las placas Nazca y Caribe son las responsables de la actual actividad sísmica en Colombia.

Bibliografía

- Aggarwal, Y. P., Soulas, J. & Garcia, D. 1983. Contemporary tectonics of the Venezuela Andes and northern Colombia. Program and Abstracts of Papers, 10th Caribbean Geological Conference, Cartagena de Indias, Colombia, 16-17 p.
- Anderson, E.M. 1951. The Dynamics of Faulting. Oliver and Boyd, Edinburgh, 133 p.
- Anderson, T.A. 1972. Paleogene non-marine Gualanday group, Neiva basin, Colombia, and regional development of the Colombian Andes. Geol. Soc. America Bull., **83** (8): 2423-2438.
- Audemar, F. & Singer, A. 1996. Active fault recognition in northwestern Venezuela and its seismogenic characterisation: Neotectonic and paleoseismic approach. Geof. Internacional, **35**: 245-255.
- Barrero, D. & Vesga, C. 1978. Edades K/Ar en rocas ígneas y metamórficas de la Cordillera Central de Colombia y su implicación geológica. Resúmenes, II Congreso Colombiano de Geología, Bogotá, Colombia, 19 p.
- Beltran, N. & Gallo, J. 1968. Guidebook to the geology of the Neiva basin, upper Magdalena basin (southern portion): Colombian Society of Petroleum Geologists and Geophysicists, 29 p.

- Bandy, L.O.** 1970. Upper Cretaceous-Cenozoic paleobathymetric cycles, eastern Panama basin and northern Colombia: Transactions of the Gulf Coast Association Geological Society, **20**: 181-193.
- Boinet, T., Bourgois, J., Mendoza, H. & Vargas, R.** 1989. La falla Bucaramanga (Colombia): su función durante la orogenia andina. Geol. Norandina, **11**: 3-10.
- Burgl, H.** 1967. The orogenesis in the Andean system of Colombia: Tectonophysics, **4** (4-6): 429-443.
- Case, J.E., Holcombe, T.L., & Martin, R.G.** 1983. Geologic provinces of the Caribbean region. Program and Abstracts of Papers, 10th Caribbean Geological Conference, Cartagena de Indias, Colombia, 31-32 p.
- De Vicente, G.** 1988. Análisis poblacional de fallas. El sector de enlace Sistema Central – Cordillera Ibérica. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid, 317 p.
- Drummond, K.J.** 1981. Plate tectonic map of the circum-Pacific region, northeast quadrant: Circum-Pacific Map Project, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, scale: 1:10.000.000.
- Duque-Caro, H.** 1979. Major structural elements and evolution of northwestern Colombia. In: Geological and Geophysical Investigation of Continental Margins. American Association of Petroleum Geologists Memoir **29**: 329-351.
- 1990. The Choco Block in the northwestern corner of South America: structural, tectonostratigraphic, and paleogeographic implications. J. South Am. Earth Sci., **3**: 71-84.
- Guzmán, J., Franco, G., Ochog, M., Paris, G. & Taboada, A.** 1998. Evaluación neotectónica, Proyecto para la Mitigación del Riesgo Sísmico de Pereira, Dosquebradas y Santa Rosa de Cabal, CARDER, Pereira, Col.
- Howe, M.W.** 1974. Non-marine Neiva Formation (Pliocene), upper Magdalena Valley, Colombia: regional tectonism: Geological Society of America Bulletin, **85** (7): 1032-1041.
- Hunter, V.F.** 1983. The evolution of Tertiary to recent major fluvial drainage system of northern of South America. Program and Abstracts of Papers, 10th Caribbean Geological Conference, Cartagena de Indias, Colombia, 40 p.
- Irving, E.M.** 1975. Structural evolution of the northernmost Andes, Colombia: U.S. Geological Survey Professional Paper 846, Washington, D.C., 47 p.
- James, K.** 1985. Marco tectónico, estilos estructurales y habitat de hidrocarburos cretácicos, Venezuela. VI Congreso Geológico Venezolano, Caracas, 10 p.
- Keigwin, L.D.** 1978. Pliocene closing of the Isthmus of Panama, based on biostratigraphic evidence from the nearby Pacific Ocean and Caribbean Sea cores. Geology, **6**: 630-634 .
- Kellog, J.N.** 1980. Cenozoic basement tectonics of the Sierra de Perija, Venezuela and Colombia. Transactions 9th Caribbean Geological Conference, Santo Domingo, 107-117 p.
- & **Vega, V.** 1995. Tectonic development of Panama, Costa Rica, and the Colombian Andes: Constraint from Global Positioning System geodetic studies and gravity. Geol. Soc. America Bull., Special Paper **295**: 75-90.
- Kroonenberg S. B. & Diederix, H.** 1982. Geology of south-central Huila, uppermost Magdalena Valley, Colombia: a preliminary note. Colombia Society of Petroleum Geologists and Geophysicists, 22nd Annual Field Conference, 39 p.
- Ladd, J.W.** 1976. Relative motion of South America with respect to North America and Caribbean tectonics. Geol. Soc. America Bull., **87**: 969-976.
- Lonsdale, P., Klitgord, K.D.** 1978. Structure and tectonic history of the eastern Panama Basin. Geol. Soc. America Bull., **89**, 981-999 p.
- Mac Donald, W.D. & Hurley P.M.** 1969. Precambrian gneisses from northern Colombia. Geol. Soc. America Bull. **80**: 1867-1872.
- Malfait, B.T. & Dinkelman, M.G.** 1972. Circum-Caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the Caribbean plate. Geol. Soc. America Bull. **83**: 251-272.
- Mammerickx, J., Anderson, R.N., Menard, H.W. & Smith, S.M.** 1975. Morphology and Tectonic Evolution of the East-Central Pacific. Geol. Soc. America Bull., **86**: 111-118.
- Martin, C.** 1972. Paleotectónica del Escudo de Guyana. IX Conf. Geol. Inter-Guayanas, 252-304 p.
- Mattson, P. H.** 1984. Caribbean structural breaks and plate movements. Geological Society of America Memoir **162**: 131-152.
- Mc Court, W., Aspden, J. & Brook, M.** 1984. New geological and geochronological data from the Colombian Andes: Continental growth by multiple accretion. J. Geol. Soc. Lond., **141**: 831-845.
- Meissner, P.O., Flueh, E.R., Stribane, F. & Berg, E.** 1976. Dynamics of the active boundary in southwest Colombia according to recent geophysical measurements: Tectonophysics, **35**: 113-136.
- Mora, H.** 1995. Central and South America GPS Geodesy: relative plate motions determined from 1991 and 1994 measurements in Colombia, Costa Rica, Ecuador, Panama and Venezuela. Master Theses, University of South Carolina.
- Nygren, W.E.** 1950. Bolivar geosyncline of northwestern South America. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, **34** (10): 199-209.
- Page, W. D.** 1986. Geología Sísmica y Sismicidad del Noroeste de Colombia. ISA – INTEGRAL – Woodward-Cycle Consults. Colombia.
- Paris, G. & Romero, J.** 1994. Fallas activas en Colombia: Mapa neotectónico preliminar. Bol. Geol., **34**, INGEOMINAS, Bogotá, 42 p.
- Pennington, W.D.** 1981. Subduction of the Eastern Panama Basin and Seismotectonics of Northwestern South America. J. Geophys. Res., **86** (B11): 10753-10770.
- Reches, Z.** 1983. Faulting of rocks in three-dimensional strain fields, II. Theoretical analysis: Tectonophysics, **95**:133-156.
- 1987. Determination of the tectonic stress tensor from slip along faults that obey the Coulomb yield condition. Tectonics, **7**:849-861.
- Restrepo, J.J. & Toussaint, J.F.** 1978. Recopilación de dataciones radiométricas en el occidente Colombiano, hasta 1977. Pub. Especial Geología 17, Facultad de Ciencias, Universidad Nacional de Colombia, Medellín, 8 p.
- Restrepo-Pace, P.** 1992. Petrotectonic characterization of the Central Andean Terrane, Colombia. J. South Am. Earth Sci., **5**: 97-116.
- Silver, E. A., Case, J. E. & Macgillavry, H. J.** 1975. Geophysical study of the Venezuela Borderland. Geol. Soc. America Bull., **86**: 213-226.

- Taboada, A., Rivera, L.A., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip, H., Bijwaard, H. & Olaya, J.** 2000. Geodynamics of Northern Andes: Subduction and Intra-Continental deformation (Colombia). *Tectonics*, **19** (5): 787-813.
- Toto, E. & Kellog, J.** 1992. Structure of Sinu – San Jacinto fold belt – An active accretionary prism in northern Colombia. *J. South Am. Earth Sci.*, **5**: 211-222.
- Toussaint, J. F.** 1993. Evolución Geológica de Colombia, Precámbrico - Paleozoica. Pub. Universidad Nacional de Colombia, 229 p.
- Trenkamp, R., Kellog, J., Freymueller, J. T. & Mora, H.** 2001. Wide plate margin deformation, southern Central America and Northwestern South America, CASA GPS observations. Submitted to *Journal of South American Earth Sciences*.
- Van Andel, H.T., Heath, G.R., Malfait, B.T., Heinrichs, D.F. & Ewing, J.I.** 1971. Tectonics of the Panama basin, eastern equatorial Pacific. *Geol. Soc. America Bull.*, **82**: 1489-1508.
- Van der Hammen, T.** 1961. The Pleistocene stratigraphy of vegetation and climate in tropical South America: *Journal of Biogeography*, **1**, 3-26.
- Var Houten, F. B.** 1976. Late Cenozoic volcanoclastic deposits, Andean foredeep, Colombia. *Geol. Soc. America Bull.*, **87** (4): 481-495.
- Vergara, H., Taboada, A., Romero, J., Paris, G. & Castro, E.** 1996. Principales fuentes sismogénicas de la región central de Colombia. *Mem. VII Cong. Col. Geol.*, 13 p.