

Sismotectónica de Colombia: deformación continental activa y subducción

A. TABOADA ¹, C. DIMATÉ ² y A. FUENZALIDA ³

¹ Departamento de Ingeniería Civil.

Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra-CICTI.

Universidad de Los Andes, A.A. 4976. Bogotá (Colombia)

² Ingeominas, Diagonal 53 N° 34-53. Santafé de Bogotá, Colombia.

cdimate@esmeralda.ingeoimin.gov.co

³ Ingeominas. Actualmente en Sipetrol, Calle 93B N° 17-25, Of. 410.

Santafé de Bogotá, Colombia

RESUMEN

Los Andes del Norte comprenden una extensa zona de deformación continental limitada por el cratón sudamericano al oriente y por las zonas de subducción de las placas Nazca y Caribe, situadas paralelamente a las costas de Colombia. La convergencia relativa entre estas tres placas se absorbe entre la zona de subducción del Pacífico colombiano y a lo largo de diversos sistemas de fallas activas paralelos a los piedemontes de las tres cordilleras colombianas. Se destacan el Sistema del Piedemonte Llanero en el límite entre la Cordillera Oriental y el Cratón, el Sistema del Valle del Magdalena entre las cordilleras Central y Oriental, y el Sistema Romeral a lo largo del Valle del Cauca-Patía (entre las cordilleras Central y Occidental). Las fallas de estos sistemas son generalmente inversas con buzamiento hacia la cordillera excepto al SW de Colombia donde se observan fallas de alto ángulo de dirección NNE y movimiento lateral derecho. Este movimiento se amortigua progresivamente hacia el norte, donde domina el movimiento inverso. Al norte de Colombia se observa el bloque triangular de Maracaibo limitado por tres grandes fallas de rumbo: Oca de dirección EW, Santa Marta-Bucaramanga de dirección NNW y Boconó de azimut NE (paralela a los Andes de Mérida). La convergencia de Caribe y Suramérica genera la extrusión de este bloque hacia el norte por medio de movimientos conjugados a lo largo de las dos últimas fallas. En el límite con Panamá se distingue la zona de Murindó donde se observan fallas activas lateral izquierdas de dirección NS, asociadas con la colisión del bloque de Panamá.

La distribución de la sismicidad delinea, en el continente, los cabalgamientos de vergencia opuesta paralelos a los piedemontes que ponen en evidencia el levantamiento y frente de deformación asociados a la convergencia de las placas de Nazca, Caribe y Sudamérica, y, en profundidad, las peculiaridades del proceso de subducción.

La estimación preliminar de los movimientos corticales muestra que las tasas de actividad de las fallas activas de corteza en Colombia son del orden de algunos milímetros por año (e.g. Sistema de fallas del Piedemonte Llanero). Las magnitudes máximas probables para sismos de subducción son superiores a $M_s \approx 8,0$, en cuanto que para sismos de corteza son ligeramente mayores que $M_s \approx 7$.

ABSTRACT

The northern Andes constitutes an extended zone of continental deformation limited to the east by the South American Shield and by the Pacific Ocean and Caribbean Sea subduction zones bordering the Colombian coasts. The relative convergence between the Pacific, Caribbean and South American plates is absorbed partly at the Pacific subduction zone and along a variety of active fault systems parallel to the foothills of the three Colombian cordilleras. The main fault systems are the Llanos Foothill Fault System at the boundary between the Eastern Cordillera and the South American Shield, the Magdalena Valley Fault System in the middle of the Eastern and Central Cordillera, and the Romeral System along the Cauca-Patía Valley (between the Central and Western Cordillera). Most of the faults belonging to these systems are inverse, dipping towards the cordillera, excepting at the Colombian southwest where high angle faults trending NNE with right lateral motion are observed. This motion is damped progressively to the north where inverse motion predominates. At the north it is found the triangular Maracaibo Block bounded by three great strike-slip faults: the Boconó Fault (parallel to the Mérida Cordillera) with NE azimuth, the Santa Marta-Bucaramanga Fault trending NNW, and the Oca Fault with EW azimuth. The relative convergence between the three main plates originates extrusion of the Maracaibo Block to the north through conjugate motions along the great lateral strike-slip faults. Along the Panamá boundary, and associated to the Panamá Block collision, there exist an active zone where right-lateral faults trending NS are observed.

At the continent, seismicity distribution delineates thrusts with opposite vergence, parallel to the foothills of the cordilleras which put in evidence rise and deformation front associated with Nazca, Caribe and South American plates convergence, and particularities of the subduction process.

Preliminary assessment of crustal motions shows rates of activity of crustal faults in Colombia about a few millimeters per year (*e.g.* at the Llanos Foothill Fault System). Estimated probable maximum magnitudes give values greater than $M_s=8,0$ for subduction earthquakes, and slightly greater than $M_s=7,0$ for crustal earthquakes.

1. INTRODUCCIÓN

El territorio colombiano comprende un dominio continental deformado situado en el límite de tres placas tectónicas mayores: la placa Suramericana, la placa de Nazca y la placa Caribe (figura 1). Los movimientos relativos de estas placas durante la era Cenozoica dieron origen al sistema orogénico de los Andes del Norte, compuesto por distintas cadenas de montaña separadas por valles y depresiones intramontañosas (*e.g.*, Megard, 1987; Meijer y Wortel 1992; Stefanick y Jurdy 1992; Coblentz y Richardson, 1996). En la actualidad las tres placas mencionadas se están acercando entre sí (DeMets *et al.*, 1990; Freymueller *et al.*, 1993), dando origen a deformaciones en la corteza continental, a actividad volcánica, y a una intensa actividad sísmica en el territorio colombiano.

La placa de Nazca converge hacia el este con respecto a la placa Sudamericana, a una velocidad de aproximadamente 7 cm/año (figura 1). La convergencia relativa entre estas dos placas se absorbe entre la zona de subducción del Pacífico y a lo largo de los sistemas de fallas y pliegues activos que se observan en las tres cordilleras y valles de la cadena Andina Colombiana. Asociado con la subducción del Pacífico, Colombia presenta un arco volcánico activo segmentado en varios sectores a lo largo de la Cordillera Central: el sector del Parque Natural de los Nevados, entre 4,5°N y 5,5°N (*e.g.* Volcán Nevado del Ruiz), el Sector central (Nevado del Huila, Grupo volcánico Puracé-Doña Juana), y el Sector sur (Grupo volcánico Galeras-Cerro Negro).

La placa del Caribe converge en dirección ESE con respecto a la placa Suramericana, a una velocidad de 1-2 cm/año (figura 1). La convergencia relativa entre estas placas es responsable de la deformación observada en el norte del territorio colombiano. En este sector se destacan algunas cadenas intracontinentales de dirección subperpendicular al vector de convergencia relativa (Serranía de Perijá, Andes de Mérida en Venezuela y la parte norte de la Cordillera Oriental Colombiana). A diferencia de la convergencia entre Nazca y Sudamérica, el movimiento de la placa Caribe no tiene una expresión sismológica contundente, probablemente por tratarse de un pro-

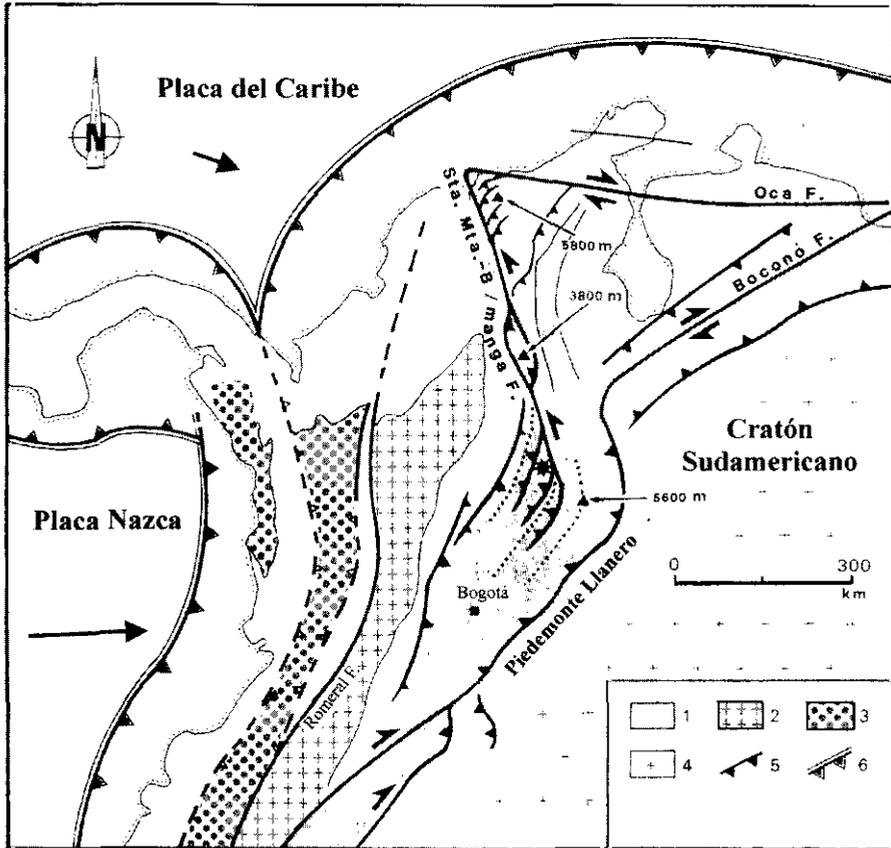


Figura 1. Marco tectónico general de los Andes del Norte, indicando los principales sistemas de fallas activas y potencialmente activas. El Sistema de fallas del Piedemonte Llanero se extiende a lo largo del flanco oriental de la Cadena Andina desde Ecuador hasta Venezuela y define el límite entre el dominio orogénico deformado y el cratón. 1 = Cordillera Oriental, 2 = Cordillera Central (polimetamórfica), 3 = Occidente (afinidad oceánica) - Cordillera Occidental y Serranía del Baudó, 4 = cratón, 5 = fallas inversas y de cabalgamiento, 6 = zonas de subducción del Pacífico y del Caribe. Las flechas gruesas indican los movimientos relativos de las placas con respecto a Sudamérica.

ceso de subducción incipiente y con una tasa de convergencia mucho menor.

La sismicidad en Colombia presenta un amplio rango de profundidades y mecanismos. Si bien los sismos más grandes del catálogo colombiano están asociados principalmente a la zona de subducción (e.g., por ejemplo el sismo de Esmeraldas en 1906 con magnitud $M_s=8,6$), y al Sistema de fallas

del Borde Llanero (e. g., el sismo de Sibundoy en 1834 con una intensidad epicentral X) (figura 2), la sismicidad no está restringida exclusivamente a estas zonas. De manera general la sismicidad colombiana se distribuye en: 1) sismos de corteza asociados a los principales sistemas de fallas (sismicidad Andina), 2) sismicidad de subducción del Pacífico, 3) sismicidad intermedia de Boyacá-Santander y Nido de Bucaramanga y, 4) sismicidad de corteza difusa.

En este trabajo se presenta una síntesis del estado del conocimiento sismotectónico de Colombia, haciendo énfasis en la información obtenida por la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC) y en los resultados de los últimos estudios neotectónicos en el país.

2. CATÁLOGO DE SISMICIDAD

La información sobre la sismicidad colombiana ha sido recopilada en diversos catálogos que cubren diferentes períodos. El más reciente de ellos, que se utiliza en este estudio, es el Catálogo de Sismos de Colombia, 1566-1995 (Dimaté *et al.*, 1995) que recopila la información del Catálogo de Terremotos para América del Sur, 1566 a 1981 (CERESIS, 1985) y su actualización (ITEC-ISA, 1988), del Catálogo del Observatorio Sismológico del suroccidente Colombiano (1988-1989), del Catálogo de la Red Sismológica Nacional de Colombia (1993-1995), e información de los centros sismológicos internacionales. La calidad de las localizaciones del catálogo varía significativamente en el tiempo. Para la mayoría de los sismos históricos los parámetros de localización obtenidos de datos macrosísmicos indican de manera general la región en que se sintió o en la cual causó daños el sismo. Para los eventos instrumentales las localizaciones tienen una incertidumbre que depende de la ubicación del evento respecto a la red de instrumentos y de la densidad de la red con la cual se localizó. Las incertidumbres para los epicentros varían desde unos 50 km para los sismos instrumentales más antiguos registrados por las redes globales, hasta unos 5 km para los más recientes registrados por la RSNC.

Las magnitudes inicialmente también presentaban una gran heterogeneidad en la forma de estimarlas y en consecuencia los valores no eran directamente comparables. En el trabajo de recopilación del último catálogo se realizó una homogeneización de las magnitudes convirtiendo todas a M_s , usando las regresiones apropiadas (Dimaté *et al.* 1995). De otra parte, las magnitudes de la base de datos de la RSNC (1993-1997), también utilizada para este estudio independientemente del catálogo mencionado, son M_r .

3. SISMOS DE MAGNITUD MAYOR QUE 7,0

El catálogo de sismos de Colombia recopila numerosos eventos de gran magnitud, algunos de ellos asociados a la Cordillera Oriental, y otros a la zona pacífica, especialmente en los límites con Ecuador y Panamá (tabla A1 y figura 2).

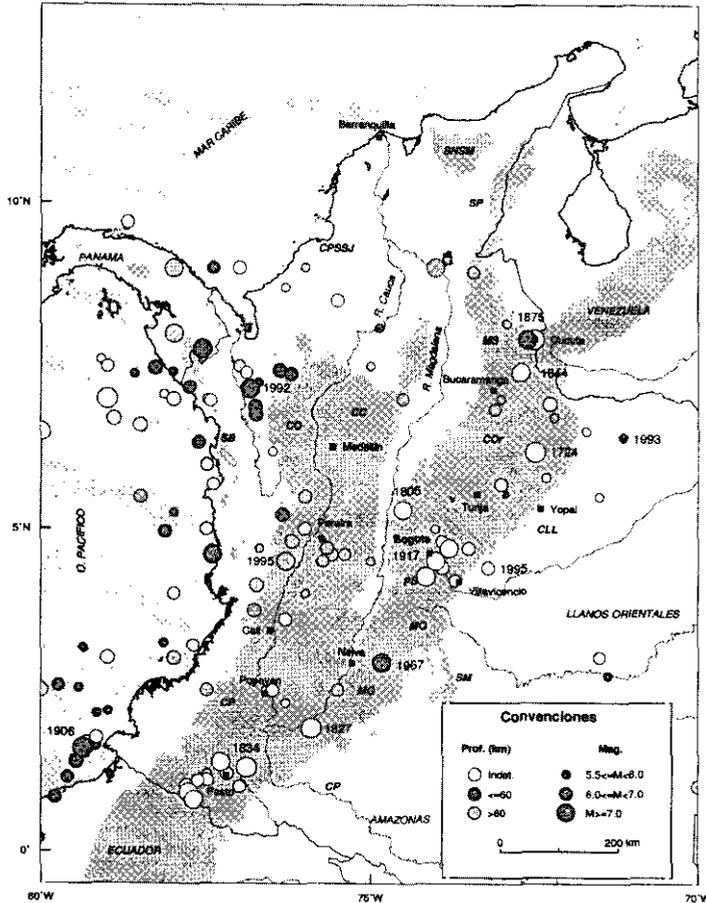


Figura 2. Principales características fisiográficas de Colombia y sismos con magnitud M_s mayor que 5,5. Los círculos negros señalan algunas capitales de departamento. El área sombreada indica el relieve cordillerano por encima de 1000 m. Las líneas puntuadas muestran los ríos principales. CC=Cordillera Central, CLL=Cuenca de los Llanos, CO=Cordillera Occidental, CO=Cordillera Oriental, CP=Cuenca de Putumayo, CPSSJ=Cinturón plegado de Sinú-San Jacinto, MC=Macizo Colombiano, MG=Macizo de Garzón, MS=Macizo de Santander, MQ=Macizo de Quetame, SB=Serranía de Baudó, SNSM=Sierra Nevada de Santa Marta, SP=Serranía de Perijá.

Entre los sismos más destructores del siglo pasado están los de 1805, 1827 y 1875. El sismo de 1805, con una magnitud estimada de 7,0 (intensidad epicentral $I_0=IX$; Espinosa, 1993) ocasionó más de un centenar de muertos y viviendas destruidas en los municipios de Honda y Mariquita en el Valle Medio del Río Magdalena. Por los pocos daños ocurridos en Bogotá, comparados con los de Honda y Mariquita se ha asumido una profundidad de foco superficial. El sismo de 1827 con $I_0=X$ (Espinosa, 1993), localizado en el flanco oriental sur de la Cordillera Oriental, causó daños en los departamentos de Huila, Cauca y Cundinamarca, originando el represamiento de varios ríos, la formación de grandes grietas en la tierra, y violentas detonaciones. Este sismo causó centenares de muertos, y los daños fueron tan graves que varios municipios del Huila fueron fundados nuevamente en otros lugares. El sismo de 1875, con epicentro en la zona donde la Cordillera Oriental colombiana se separa de los Andes de Mérida, destruyó totalmente la ciudad de Cúcuta y la Villa del Rosario. Este evento estuvo acompañado de varios sismos premonitorios y numerosas réplicas. En esta misma zona el catálogo reseña también 3 eventos de magnitud superior a 7,0 (1644, $I_0=IX$; 1875, $I_0=X$; 1950, $I_0=IX$).

En el siglo XX el catálogo colombiano registra 16 sismos de magnitud mayor que 7,0. Sin embargo, bien por su profundidad o por tener epicentro en zonas relativamente poco pobladas, sólo algunos causaron grandes daños. Entre los sismos destructores de magnitud mayor que 7,0 en este siglo se resaltan el de Tumaco-Esmeraldas (costa Pacífica) en 1906 ($M_w=8,8$), uno de los sismos más grandes de subducción en el mundo con una longitud de ruptura estimada en base a reportes de intensidad de unos 500 km (Kelleher, 1972). El sismo generó un tsunami que causó destrucción en las costas de Ecuador y Colombia, y fue el responsable de la mayoría de las pérdidas humanas, estimadas en 400. Se sintió en un área de unos 300,000 km², desde Guayaquil y Cuenca en el sur del Ecuador, hasta Medellín y el Valle del Río Atrato en Colombia, y ocasionó daños en numerosos municipios del suroccidente del país. Posteriormente tres grandes eventos (1942, $M_s=7,9$; 1958, $M_s=7,8$; 1979, $M_w=8,2$) han vuelto a romper sobre la misma área del sismo de 1906 (Kanamori y McNally, 1982).

El segundo sismo más importante del siglo por sus efectos ha sido el de 1967 ($M_s=7,1$), en el segmento sur del Borde Llanero, que ocasionó la destrucción total del municipio de Paraíso, cerca de un centenar de muertos, y daños notables en los departamentos de Huila y Tolima. El sismo destructor más reciente ($M_s=7,3$), ocurrió en 1992 en el departamento del Chocó. Si bien los efectos sobre la infraestructura fueron menores, por estar el epicentro en una zona poco poblada, el impacto sobre el medio ambiente fue severo debi-

do sobre todo a los innumerables deslizamientos de suelos y destrucción de la cobertura boscosa que ocasionaron represamientos temporales de ríos, cambios en el régimen hidrológico y obstrucción de drenajes mayores.

4. NEOTECTÓNICA Y SISMICIDAD SUPERFICIAL

A continuación se describen las principales provincias sismotectónicas del territorio colombiano, haciendo énfasis en las fallas activas y potencialmente activas observadas en cada sector y en la sismicidad asociada a ellas.

4.1. El Oriente de Colombia

Clásicamente el Oriente Colombiano corresponde a terrenos deformados de afinidad continental, situados al este del Valle del Cauca, y dentro de los cuales se destacan estructuras tectónicas mayores tales como las cordilleras Oriental y Central (INGEOMINAS, 1988). Estas cordilleras están separadas entre sí por el Valle del Magdalena que define una cuenca sedimentaria compresiva limitada por dos frentes cabalgantes de vergencia opuesta situados paralelamente a los piedemontes cordilleranos (figura 3). El Oriente de Colombia comprende sistemas de fallas activas situados generalmente a lo largo de los flancos de las cordilleras, y cuya actividad reciente ha sido ratificada por medio de estudios sismológicos y neotectónicos (*e.g.*, INGEOMINAS-UNIVERSIDAD DE LOS ANDES, 1996).

4.1.1. El Cratón Suramericano

Comprende la plataforma continental estable situada al este de la Cordillera Oriental (*e.g.* Llanos Orientales de Colombia y Venezuela), de la cual hace parte el escudo Guyanés (*e.g.*, INGEOMINAS 1988), figura 3. Desde el punto de vista litológico está compuesto de rocas ígneas y metamórficas de edad precámbrica, suprayacidas por rocas sedimentarias del Paleozoico (ocasionalmente con un metamorfismo de bajo grado). Este basamento presenta a nivel de las cuencas hidrográficas de los ríos Amazonas y Orinoco, una secuencia de pliegues suaves y muy amplios de dirección vecina de NNW, y cuyo origen podría atribuirse a un pando de la corteza (litosfera) asociado con los esfuerzos compresivos que afectaron el extremo noroccidental de la placa Suramericana durante el Neógeno.

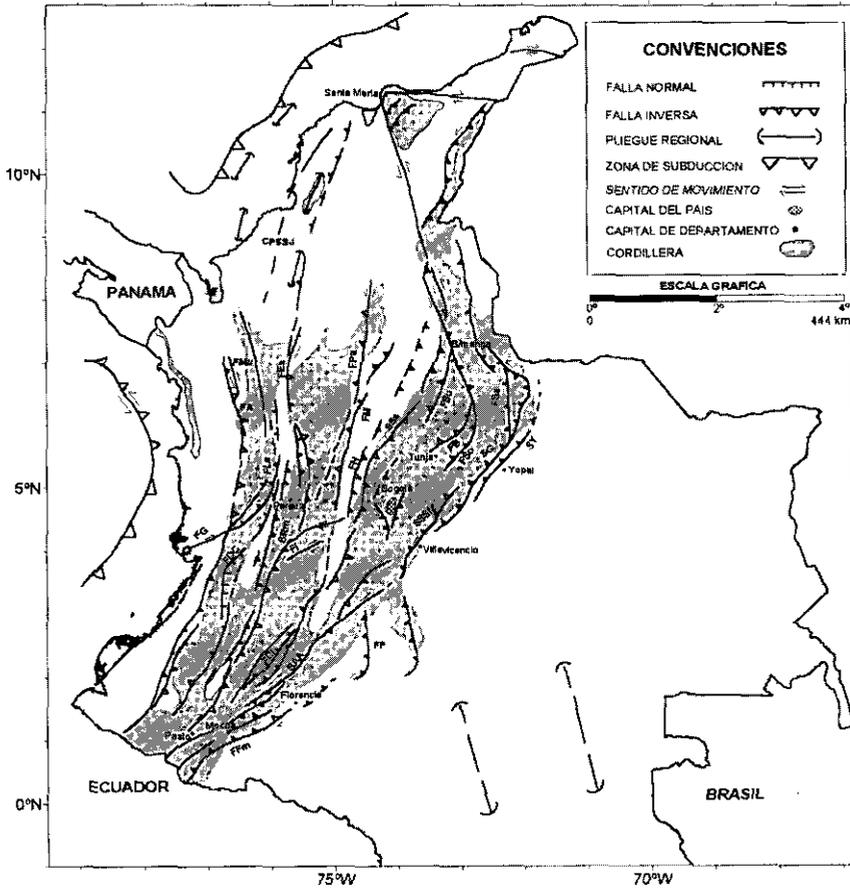


Figura 3. Principales sistemas de fallas activas y potencialmente activas en Colombia. Los principales sistemas de fallas activas son paralelos a los piedemontes de las tres cordilleras. CPSSJ=Cinturón plegado de Sinú-San Jacinto, FA=Falla del Atrato, FB=Falla de Boyacá, FCh=Falla de Chusma, FDC=Falla Dagua-Calima, FES=Falla del Espíritu Santo, FFM=Falla Florencia-Mocoa, FG=Falla de Garrapatas, FI=Falla de Ibagué, FLA=Falla La Arge:ia., FMu=Falla de Murindó, FPa=Falla de La Palestina, FSa=Falla de Sacama, FSB=Falla Santa Marta-Bucaramanga, FSo=Falla de Soapaga, FSu=Falla Suárez, SAA=Sistema Algeciras-Altamira, SG=Sistema de Guaicáramo, SRm=Sistema de Romeral, Ssa=Sistema de Salinas, SSSM=Sistema Servitá-Santa María, SY=Sistema de Yopal.

La deformación reciente y actual del cratón se limita principalmente a su borde occidental, donde fallas inversas del Piedemonte de la Cordillera Oriental, como el Sistema de fallas del Piedemonte Llanero, eventualmente se propagan en dirección de los Llanos Orientales generando plegamientos y falla-

mientos en superficie en terrenos del Pliocuaternario. En ocasiones se observan fallamientos en la cuenca de antepaís del Piedemonte Llanero, asociados con la reactivación de antiguos accidentes que afectan el basamento Paleozoico y Precámbrico. Estos accidentes son heredados de antiguas fases de deformación del Paleozoico y del Mesozoico, teniendo direcciones variables de las cuales se destacan fallas con azimut NE-SW y fallas con dirección cercana de NS.

La sismicidad en el cratón es baja, pero no inexistente. Sismos importantes se pueden presentar en esta parte sólo que su tiempo de recurrencia es muy largo, por lo cual los catálogos no los incluyen. El sismo de Puerto Rondón en 1993 ($I_0 = VIII$, $M_s = 5,9$) es un ejemplo (figura 2). Esta actividad está muy probablemente asociada a la reactivación de antiguos accidentes paleozoicos ante los esfuerzos de convergencia de placas o a respuesta a la carga de sedimentos.

4.1.2. *La Cordillera Oriental Colombiana*

Esta cordillera de origen intracontinental se desprende de la cadena Andina al sur de Colombia, con dirección NNE, y se extiende hasta el Macizo de Santander, donde se bifurca para continuar con un brazo en los Andes de Mérida en Venezuela. El Valle del Río Magdalena, cuya amplitud aumenta progresivamente de sur a norte, separa la Cordillera Oriental de la Cordillera Central (figura 2). La cordillera está situada en una antigua cuenca extensiva de edad Jurásica-Cretácea, recubierta de un espesor variable de sedimentos marinos someros y profundos (*e.g.*, Cooper *et al.*, 1995). Durante el Cenozoico, el contexto tectónico cambió de régimen extensivo a régimen compresivo y las antiguas fallas normales se reactivaron en fallas inversas y de rumbo, deformando y plegando las rocas sedimentarias marinas del Mesozoico (*e.g.*, Colletta *et al.*, 1990; Cooper *et al.*, 1995; Casero *et al.*, 1997; Taboada *et al.*, en curso). Varios pulsos compresivos se registraron durante el Cenozoico como resultado de la convergencia oblicua de la placa Nazca (Farallones), y del avance de la placa del Caribe. El relieve actual de la Cordillera Oriental resulta de la última fase orogénica Andina que data del Pliocuaternario, en la cual se generó un levantamiento sustancial del relieve cordillerano (*e.g.*, Helmens y Van der Hammen, 1995).

La estructura de la Cordillera Oriental está condicionada por la geometría de las antiguas fallas normales y otros accidentes mayores que afectaban el basamento cordillerano. Las principales zonas de debilidad heredadas de fases anteriores tienen direcciones NE-SW y NS. La reactivación durante la

fase Andina de estos accidentes preexistentes, es determinante dentro de la estructura actual de la cordillera. En su parte más ancha (zona comprendida entre Tunja y Bucaramanga), la estructura de la cordillera resulta de la inversión tectónica de dos antiguos grabens de dirección NE (graben del Tablazo-Magdalena al oeste y graben del Cocuy al este), separados por un *horst* (paleorelieve de Tunja-Santander) (e.g., Colletta *et al.*, 1990; Cooper *et al.*, 1995). El acortamiento total durante el Cenozoico en la parte más ancha de la Cordillera Oriental es del orden de 80-100 km en dirección perpendicular a la cordillera, y el movimiento de las fallas principales es predominantemente inverso. La tectónica en esta parte de la cordillera está probablemente influenciada por la convergencia relativa de la placa del Caribe, la cual generó un movimiento de rumbo apreciable a lo largo de la falla Santa Marta-Bucaramanga (lateral izquierda). El amortiguamiento del movimiento de rumbo es responsable de parte del acortamiento cordillerano, y en particular de las fallas inversas que se observan entre el Valle del Magdalena y el sector de Tunja.

Al sur del área de Tunja (entre Tunja y el páramo de Sumapaz), la cordillera presenta un ancho menor y una estructura diferente, ya que el *horst* de Tunja-Santander no está presente en este sector. Los sistemas de falla observados en los flancos de la cordillera son relativamente continuos existiendo zonas de relevo con las fallas situadas más al norte, y cambios de dirección. En particular existe una flexión del Sistema de fallas del Valle del Magdalena que tiene azimut NE-SW al oeste de Tunja, y azimut NS al oeste de Bogotá.

Al sur del Páramo de Sumapaz el ancho de la cordillera es bastante menor (60 km), la altitud del relieve no supera los 2.500-3.000 m, y se observan fallas mayores de alto ángulo, con movimiento lateral derecho y dirección NE. La geometría de este segmento de cordillera es semejante a una estructura en flor, con fallas de rumbo de dirección NE en la zona axial y fallas inversas de dirección NS hacia el Piedemonte Llanero (como la falla inversa que limita el flanco oriental de la Serranía de La Macarena) y la Cuenca del Putumayo, (e.g., Casero *et al.*, 1997; Vergara, 1996).

La actividad tectónica actual y reciente de la Cordillera Oriental tiende a concentrarse en vecindad de los piedemontes cordilleranos, a lo largo de dos sistemas de falla conocidos como el Sistema del Piedemonte Llanero al oriente y el Sistema del Valle del Magdalena al occidente, y lo mismo ocurre con la actividad sísmica (figura 4). De hecho, la sismicidad a lo largo del Piedemonte Llanero y del Valle del Magdalena, delimitando el relieve cordillerano, constituye unos de los rasgos más contundentes en el mapa sísmológico del país y pone en evidencia el levantamiento y frente de deformación asociado a la convergencia de las placas Caribe, Nazca y Sudamérica.

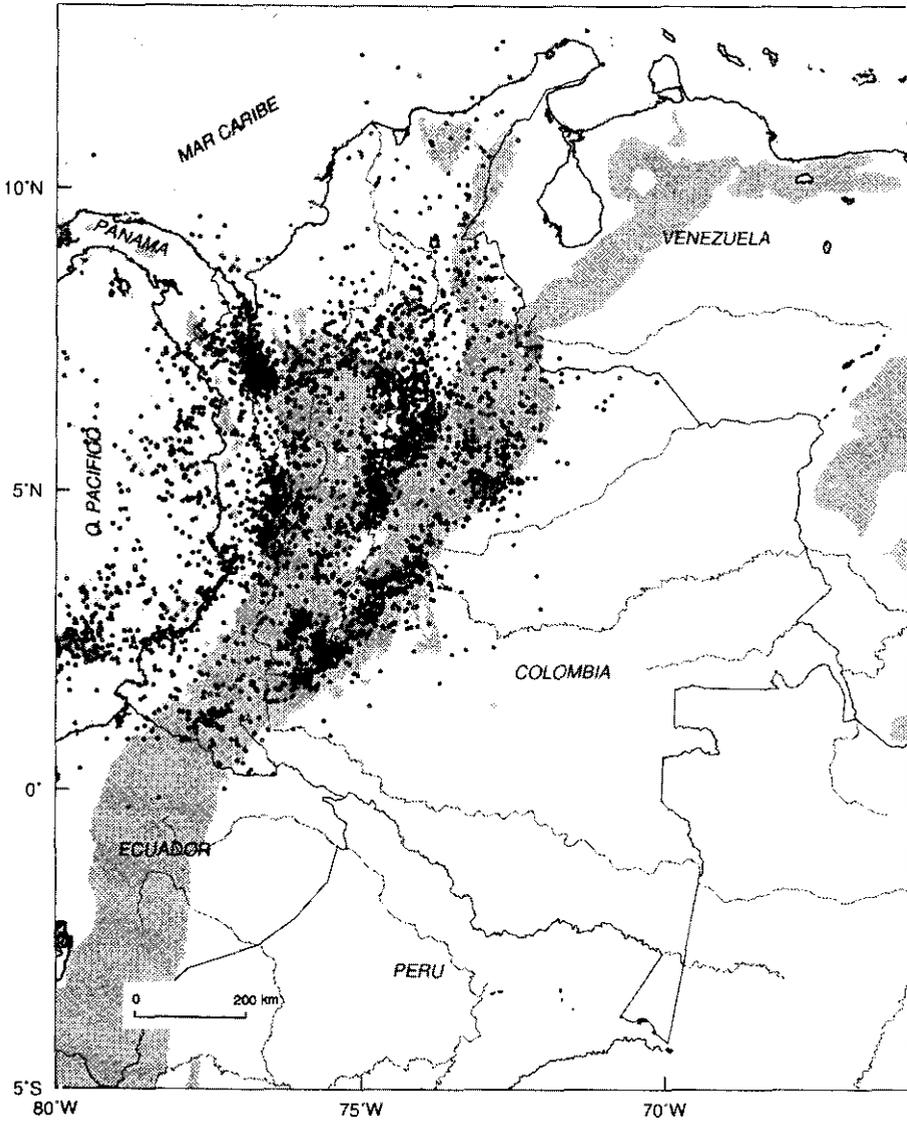


Figura 4. Sismos con profundidad menor que 60 km registrados por la Red Sismológica Nacional de Colombia entre 1993 y 1997. El área sombreada corresponde al relieve como en la figura 2.

4.1.2.a. El Piedemonte Llanero

Este dominio geológico comprende un sistema de fallas y pliegues activos que se extienden desde el Ecuador hasta Venezuela, limitando el cratón de los primeros relieves cordilleranos de la Cadena Andina (figura 3). En Colombia, constituye un sistema intracontinental particularmente sismogénico (figuras 2 y 4) y para el cual se tiene un extenso inventario de indicios y evidencias de actividad tectónica reciente, tales como escarpes de falla inversa, lomos de presión y también algunos rasgos característicos de fallamiento de rumbo, como valles y corrientes alineadas y desplazadas, cuencas de tracción, etc. (e.g., París y Romero 1994; INGEOMINAS-UNIVERSIDAD DE LOS ANDES, 1996).

La cinemática de las fallas del Piedemonte Llanero es variable; distinguiéndose tres zonas principales:

— **Sector Sur.** Al sur de Colombia el sistema está caracterizado por fallas inversas de dirección N-NE y vergencia hacia los Llanos Orientales, de las cuales se destacan las fallas de Mocoa y Florencia, que afectan y levantan el basamento precámbrico de la cordillera, como en el Macizo de Garzón (e.g., Casero *et al.*; 1997). Las fallas presentan una componente de rumbo lateral derecha, que se amortigua en fallas de cabalgamiento de dirección NS y vergencia al oriente. Otra característica esencial de este sector es la presencia de fallas de rumbo de alto ángulo y azimut NE, situadas hacia la zona axial de la cordillera y el Valle Superior del Magdalena. Estas fallas de rumbo de alto ángulo, de las cuales las más importantes son las de Altamira-Algeciras y Sibundoy, presentan un movimiento dominante lateral derecho, limitando el bloque constituido por el Macizo de Garzón-Serranía de La Macarena al SE, del conjunto Alto Magdalena-Macizo de Quetame al NW. Los estudios neotectónicos de este accidente sugieren una tasa de actividad alta (superior a 1 mm/año) y magnitudes máximas probables del orden de 7 M_s (Vergara, 1996).

La sismicidad en esta parte sur del Piedemonte, en el límite con Ecuador, muestra una franja de relativa baja sismicidad que corresponde con las zonas de falla de Sibundoy, Mocoa y Florencia (figuras 3 y 4). Esta baja actividad contrasta con el hecho de que en esta zona se localizó uno de los sismos más grandes de la región ($I_0=X$) en 1834. Hacia el norte de esta franja, se encuentra una de muy alta actividad, asociada al Sistema Algeciras-Altamira. En esta zona se localizaron los sismos de 1827 ($I_0=X$) y 1967 ($M_s=7,1$, $I_0=X$). Para este último Pennington (1981) y Suárez *et al.* (1983) obtuvieron soluciones al mecanismo focal que indican un movimiento predominantemente de rumbo lateral derecho.

— **Sector Centro.** De Acacias hacia el norte el Sistema del Piedemonte Llanero está caracterizado por fallas esencialmente inversas de azimuth NE y vergencia hacia los Llanos Orientales (figura 5). Estas fallas están dispuestas

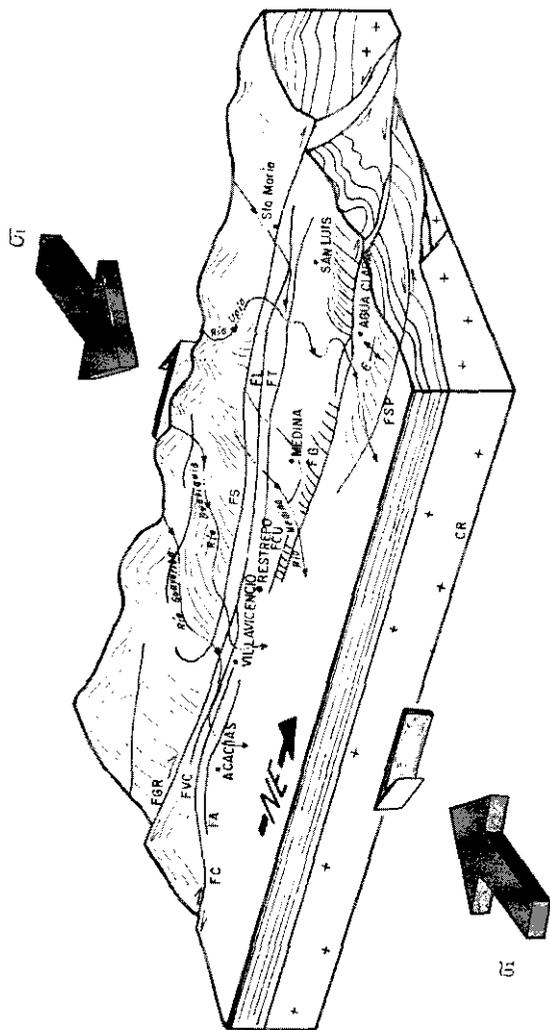


Figura 5. Bloque diagrama ilustrando las principales fallas activas y potencialmente activas del sector central del Sistema del Piedemonte Llanero (latitud 4°N-5°N). CR=cratón. FA=Falla de Acacias, FC=Falla Colonia, FCU=Falla Cucaral, FG=Falla de Guaicáramo, FGR=Falla Guayuriba-Restrepo, FL=Falla Lengupá, FS=Falla Servitá, FSP=Falla San Pedro-Yopal, FT=Falla Tesalia, FVC= Falla Colepato.

en relevo compresivo (en *echelon*) absorbiendo progresivamente el movimiento lateral derecho de los segmentos situados al sur. Se destacan los sistemas de Servitá-Santa María, Guicáramo y Yopal, cada uno de los cuales presenta diferentes segmentos activos y potencialmente activos. Con base en los rasgos de actividad en superficie se ha estimado una magnitud máxima probable de 7,0-7,2 M_s y una tasa de actividad del orden de 2 mm/año para algunos segmentos de este sector.

La sismicidad en el sector central del Piedemonte Llanero también es alta. Los datos históricos muestran tres sismos con $I_0=IX$ (1644, 1785, 1917) localizados en el flanco oriental de la Cordillera Oriental (Espinosa, 1995), figura 2. El sismo destructivo más reciente en este sector ocurrió en 1995 ($I_0=X$, $M_s=6,6$), con un mecanismo focal que indica movimiento inverso (IRIS-DMC, 1995), está asociado a la reactivación de un segmento del Sistema de Guaicáramo Centro. Los datos instrumentales de la RSNC evidencian que no hay una distribución espacial uniforme de la sismicidad en este sector. En efecto, el tramo comprendido entre Acacias y Aguaclara, con una longitud aproximada de 170 km, se caracteriza por una sismicidad muy baja comparada con el tramo adyacente que se inicia en la zona epicentral del sismo de 1995 (figura 4) y corresponde a los sistemas de Yopal y Guaicaramo Norte. Esta baja actividad contrasta con las evidencias de actividad neotectónica observadas en superficie.

— **Sector Norte.** Hacia la frontera con Venezuela la dirección de las fallas activas más externas del piedemonte cambia progresivamente de azimut NE-SW a NS. Estas fallas terminan contra nuevos accidentes de dirección NW-SE y movimiento inverso sinistral con vergencia hacia los llanos de Venezuela. Si bien la sismicidad de la RSNC en este sector es difusa, se destaca la ocurrencia del sismo de 1724 ($I_0=X$). Hacia la zona axial de la cordillera se observan nuevas fallas de dirección NS con vergencia al NE, como la falla de Sacama, que contribuyen a la formación del relieve cordillerano que, en este sector, presenta una geometría en forma de cuña o *boomerang*. En esta zona se define un nuevo brazo de cordillera de dirección NNW conocido como el Macizo de Santander, limitado al este por la falla Santa Marta-Bucaramanga.

4.1.2.b. Costado Oriental del Valle del Magdalena

Al igual que el Sistema del Piedemonte Llanero, el flanco oriental del Valle del Magdalena está caracterizado por diversos sistemas de falla que constituyen el límite occidental de la Cordillera Oriental (figura 3). El Valle

Alto, al SW de Colombia está caracterizado esencialmente por fallas de rumbo lateral-derechas de las cuales se destacan los segmentos de Algeciras-Altamira (descritos anteriormente) y la de Suaza. Estas fallas presentan una ligera componente inversa con vergencia al occidente levantando el relieve cordillerano al oriente.

En la prolongación del Valle del Magdalena al suroccidente se encuentran varios segmentos subverticales con evidencias de fallamiento activo lateral derecho, como las fallas de Afiladores y Sibundoy. Como ya se mencionó, en esta región ocurrió uno de los sismos más grandes de la región (1834), y también los registros recientes de la RSNC evidencian actividad sísmica frecuente (figura 4).

Entre los valles Alto y Medio del Magdalena (al oeste de Bogotá), la Cordillera Oriental está limitada por fallas inversas de azimut NS y buzamiento moderado al oriente (30° E), con vergencia hacia el Valle del Magdalena (figura 6). Se destacan, de este a oeste, los segmentos de Bituima, Alto del Trigo, Cambao, Cambras y Honda (INGEOMINAS-UNIVERSIDAD DE LOS ANDES 1996). La actividad tectónica reciente de estos segmentos es baja a moderada, existiendo mayor cantidad de rasgos en los accidentes situados hacia el piedemonte occidental de la Cordillera Oriental (*e.g.*, falla de Honda). Los segmentos paralelos al piedemonte y otras fallas con vergencia al occidente, situadas sobre el costado oriental del Valle del Magdalena podrían tener una mayor actividad tectónica, lo cual coincide con una alta sismicidad evidenciada por una franja densa de epicentros de unos 100 km de longitud alineada en dirección NS a ambos lados del Río Magdalena (figura 4). En la parte central de esta franja ocurrió el sismo de 1805 ya mencionado.

A diferencia de los segmentos del Sistema del Valle del Magdalena al noroeste de Bogotá, los segmentos inversos al suroeste de Bogotá que se prolongan hasta Neiva, muestran una baja actividad sísmica según lo registrado por la RSNC.

El segmento norte de la cordillera (entre Tunja y Bucaramanga) está también limitado por fallas inversas al occidente cuya traza se observa sobre el costado oriental del Valle Medio del Magdalena. Este conjunto de fallas de dirección promedio $N30^\circ E$ y buzamiento moderado (30° ESE) se conoce globalmente como el Sistema de Salinas, el cual constituye la prolongación norte de los segmentos de Bituima-Alto del Trigo. La actividad tectónica de estas fallas es entre baja y moderada. En este sector el Valle del Magdalena es relativamente amplio (> 50 km), estando caracterizado por pliegues suaves de eje $N20^\circ-30^\circ E$ en rocas sedimentarias del Terciario Superior, situadas sobre el costado oriental del Valle. El Río Magdalena, por su parte, está confinado al occidente del valle. Estas características estructurales sugieren la existencia

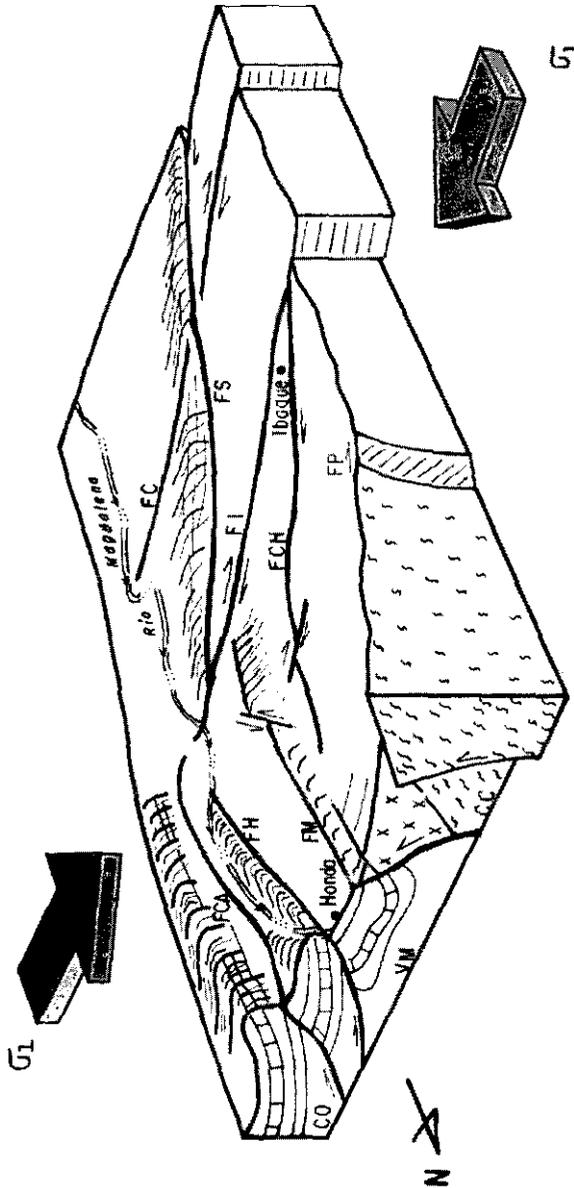


Figura 6. Bloque diagrama ilustrando las principales fallas activas y potencialmente activas del sector central del Sistema del Valle del Magdalena. CC=Cordillera Central, CO=Cordillera Oriental, FC=Falla Cucuana, FCA=Falla de Cambao, FCH=Falla de Chapetón, FH=Falla de Honda, FI=Falla de Ibagué, FM=Falla de Mulatos, FP=Falla El Palmar, FS=Falla Samaria, VM= Valle del Río Magdalena.

de fallas inversas “ciegas” de dirección NNE con vergencia al occidente, situadas bajo el Valle Medio y responsables del levantamiento y plegamiento del costado oriental del Valle. Estas fallas representan el frente de deformación de la Cordillera Oriental y es evidente una actividad sísmica asociada a ellas. La sismicidad aparece como una prolongación discontinua de la franja asociada a los segmentos de Bituima-Alto del Trigo (figura 4).

4.1.2.c. La Zona Axial de la Cordillera Oriental

Distintos accidentes geológicos mayores han sido descritos en la zona axial de la cordillera, cuyo funcionamiento durante la fase Andina es evidente (Taboada *et al.* 1996). Sin embargo, en cuanto a actividad reciente se refiere, son relativamente escasos los indicios morfotectónicos de fallamiento activo, sugiriendo que los accidentes en cuestión tienen tasa de actividad baja a moderada.

En el sector norte de la Cordillera Oriental (Tunja-Bucaramanga) se observan varios accidentes tectónicos mayores que fueron activados durante la fase orogénica Andina, aun cuando la actividad reciente se limita a ciertos segmentos en particular. Las Fallas de Boyacá y Soapaga presentan rasgos neotectónicos de carácter débil lo cual sugiere una tasa de actividad baja. Ambos accidentes corresponden a fallas inversas de dirección NE y buzamiento al NW, que se desprenden al norte de la falla Santa Marta-Bucaramanga. Alguna sismicidad registrada por la RSNC podría asociarse a estas fallas.

La falla Suárez, cabalgamiento de dirección N20°E y vergencia al oriente, constituye un segmento activo que se extiende hacia el sur de Bucaramanga, presentando cuaternarios cabalgados en superficie al sur de Bucaramanga. Este no se resalta como un accidente muy activo dada la dispersión de la sismicidad.

4.1.3. La Cordillera Central

La Cordillera Central está constituida por un basamento polimetamórfico que registra actividad volcánica y tectónica reciente, asociada directamente con la convergencia entre Nazca y Sudamérica (INGEOMINAS, 1988). El carácter volcánico de la Cordillera Central está asociado al proceso de subducción de sedimentos marinos a lo largo de la zona de subducción de Nazca al occidente de Colombia. A continuación se describirán los principales sis-

temas de falla de la Cordillera Central que están situados principalmente a lo largo de los flancos y piedemontes cordilleranos. La actividad tectónica reciente de estas fallas es generalmente entre baja y moderada, destacándose los sistemas de falla inversa y algunas fallas de rumbo.

4.1.3.a. Costado occidental del Valle del Magdalena

Desde el punto de vista tectónico esta región está definida por un sistema de fallas de dirección media N20°E, que se extiende a lo largo de 700 km limitando los valles Alto y Medio del Magdalena (figura 3). Las fallas observadas tienen un movimiento actual predominantemente inverso con vergencia hacia el oriente, con algunas excepciones correspondientes a accidentes de rumbo que atraviesan el eje de la cordillera. En el Valle Alto del Magdalena se destacan los segmentos de Chusma, La Plata y Dina (París y Romero, 1988), correspondientes a fallas de cabalgamiento imbricadas y de buzamiento intermedio al occidente.

Entre los accidentes transversos al eje de la cordillera se destaca la falla de Ibagué, accidente subvertical de dirección N70°E y movimiento lateral derecho (figura 6), el cual presenta abundantes evidencias de actividad en superficie (Diedrix *et al.*, 1987; Vergara, 1989). La sismicidad de la RSNC asociada a estos accidentes transversales no es clara por la dispersión natural y errores de localización y una baja tasa de actividad (figura 4). Sin embargo las evidencias neotectónicas muestran que es activa. Una primera estimación del movimiento de esta falla indica una magnitud máxima probable del orden de $7 M_s$ con períodos de retorno de aproximadamente 1000 años, para una tasa de actividad superior a 1 mm/año.

En el Valle Medio del Magdalena se observan los segmentos de Mulatos, Palestina y Cimitarra (figura 6). La falla de Mulatos tiene dirección media NS y presenta rasgos débiles de actividad, levantando y basculando una antigua superficie de erosión (Miocena) situada al occidente sobre el bloque cabalgante. La actividad sísmica en este sector del Valle Medio muestra que la Cordillera Central tiene una deformación activa hacia al borde del Valle del Magdalena.

La falla de Palestina corresponde a un accidente de dirección N5°E que se extiende a lo largo del flanco oriental de la cordillera (*e.g.*, Collins *et al.*, 1981). Esta falla tiene buzamiento alto hacia el occidente, y su movimiento actual es inverso con componente de rumbo lateral derecha y vergencia hacia el Valle del Magdalena (G. París, com. pers.). La sismicidad asociada a esta falla es débil en la parte sur y aumenta notablemente hacia el norte a partir de

su intersección con la falla de Mulatos (figura 4). Probablemente la dispersión en la sismicidad en la parte norte de la Cordillera Central probablemente obedece a un cubrimiento insuficiente de la RSNC en esta zona. La tasa de actividad actual para la falla de Palestina es baja.

4.1.3.b. Flanco occidental de la Cordillera Central

La Cordillera Central está limitada al occidente por el Sistema de fallas de Romeral (*sensu stricto*), el cual se extiende a lo largo del borde oriental de los valles del Cauca y del Patía (*e.g.*, Cline *et al.*, 1981; París *et al.*, 1989). El Sistema de Romeral corresponde a una antigua sutura que pone en contacto rocas de afinidad oceánica al occidente con rocas continentales de basamento al oriente. En términos generales las fallas tienen dirección NNE al suroccidente de Colombia y NS a NNW hacia el norte de la cordillera (figura 3). El movimiento actual de Romeral es predominantemente inverso, con vergencia hacia el Valle del Cauca (Alfonso *et al.*, 1994; CARDER, 1998). Las tasas de actividad de los segmentos activos y potencialmente activos de Romeral oscilan entre moderada y baja, aun cuando varios sismos destructores han sido atribuidos a este sistema. Algunos de los principales segmentos activos y potencialmente activos de Romeral son (de sur a norte): Buesaco, Cauca-Almaguer, Silvia-Pijao, Guabas-Pradera, Quebrada Nueva, Manizales-Aranzazu y Espíritu Santo. En algunos sectores la disposición geométrica de las fallas corresponde a cabalgamientos imbricados con vergencia al occidente, que derivan de uno o varios planos principales que se enraízan bajo la Cordillera Central. El movimiento reciente de estas fallas presenta también una componente de rumbo que no está bien definida, al suroccidente parece lateral derecha, mientras que al norte tiende a ser lateral izquierda (CARDER, 1998).

Entre las fallas del Sistema de Romeral cabe destacar al sur el segmento de Rosas-Julumito, falla con componente inversa de dirección NS y vergencia al oriente, y a la cual se le atribuye el sismo de Popayán del año 1983, ($m_p=5,5$, $I_0=IX$) que destruyó la ciudad y cuyos efectos causaron daños y pérdidas considerables en la zona (CEE-INGEOMINAS, 1992). La actividad registrada por la RSNC en el sector sur del Valle Cauca-Patía es baja, pero el catálogo colombiano registra numerosos sismos históricos que han afectado a Popayán (Sarria, 1986).

En los otros tramos del Sistema de Romeral la sismicidad es escasa y dispersa, excepto en el sector de la falla del Espíritu Santo, al norte de la latitud $7^\circ N$ (figura 4), donde incluso se presentan con frecuencia sismos sentidos por la población.

Adicionalmente a las fallas del borde oriental de la Cordillera Central se observan fallas normales de dirección oblicua con respecto al Valle del Cauca, las cuales resultan de movimientos diferenciales de rumbo a lo largo de Romeral.

4.1.3.c. Zona axial de la Cordillera Central

La mayor actividad en la zona axial de la Cordillera Central se concentra en el sector sur. En este sector se presentan algunas fallas subparalelas al Sistema de Romeral como la de Moras y la de Irlanda. Sobre esta última ocurrió en 1994 el sismo de Páez de magnitud $M_s=6,6$, $I_o=X$ (Tabla A1), y movimiento de rumbo lateral derecho (IRIS-DMC, 1994; Jiménez, 1997), en un sector de actividad sísmica histórica e instrumental prácticamente desconocida.

Algunos segmentos del borde de la cordillera se prolongan hacia el Ecuador por fallas inversas lateral derechas de alto ángulo, como Guáitara y Buesaco, las cuales tienen una actividad de moderada a alta. En esta zona se han registrado varios sismos históricos que han afectado a Pasto y que probablemente corresponden a la activación de las fallas mencionadas.

4.2. El Occidente de Colombia

El Occidente de Colombia corresponde a los terrenos de afinidad oceánica situados al oeste de la falla de Romeral. Estos terrenos fueron acrecionados al continente durante varios episodios de colisión ocurridos durante el Cretáceo y el Terciario (Duque-Caro, 1990). Los sistemas de falla preponderantes corresponden usualmente a suturas entre los bloques, que han sido reactivadas durante la fases tectónicas reciente y actual. La sismicidad cortical se confunde aquí con la de subducción y de deformación bajo el prisma de acreción.

4.2.1. La Cordillera Occidental

La Cordillera Occidental está constituida esencialmente de rocas ofiolíticas del Cretáceo Superior deformadas en épocas recientes por la convergencia de Nazca en dirección del continente (INGEOMINAS, 1988). Presenta un relieve relativamente estrecho cuya altitud promedio es de 2700 m, y está limitada al oriente por el Valle del Cauca-Patía y al occidente por la faja costera del Pacífico.

4.2.1.a. Flanco oriental de la Cordillera Occidental

Se caracteriza por sistemas de fallas activas y potencialmente activas cuyas trazas son paralelas a los segmentos de Romeral observados hacia el oriente (algunos autores incluyen estas fallas dentro del Sistema Romeral). Al suroccidente de Colombia se destacan las fallas de Cauca-Patía de dirección NNE, con expresiones geomorfológicas moderadas a débiles que sugieren un movimiento de rumbo lateral derecho en algunos de sus tramos (París *et al.*, 1989). Estas evidencias son compatibles con el movimiento de las fallas de rumbo observadas en el Valle Alto del Magdalena al oriente.

Más hacia el norte se observan otros segmentos tales como las fallas de Toro, Mistrató y Apía, cuya cinemática es eminentemente inversa con vergencia al oriente (hacia el Valle del Cauca), y cuyas tasas de actividad oscilan entre moderada y baja (CARDER, 1998). En este sector el sistema de fallas al occidente del Valle del Cauca es menos activo que el Sistema de Romeral.

Existen algunas trazas oblicuas con respecto a la cordillera tales como los segmentos de Garrapatas y La Argelia, de dirección media NE, asociados con el emplazamiento del bloque del Chocó que comprende esencialmente la Serranía del Baudó y el Valle del Atrato. Estas fallas tienen movimiento inverso dextral y se amortiguan en fallas inversas observadas en el flanco oriental de la cordillera. En la zona donde estas fallas atraviesan la cordillera se extiende una franja de alta sismicidad que va aproximadamente entre las fallas del flanco occidental de la cordillera y la falla de Apía a lo largo de unos 150 km.

Al norte de Cali se observa el Sistema de Dagua-Calima que corresponde a una falla normal de traza cóncava hacia el Valle del Cauca, que afecta la mitad oriental de la cordillera (París *et al.*, 1989). El movimiento en falla normal de este sistema podría estar asociado con el movimiento inverso de un cabalgamiento subyacente con vergencia hacia el Valle del Cauca.

4.2.1.b. Flanco Occidental de la Cordillera Occidental

Está limitado por diversos segmentos de falla inversa con buzamiento al este en dirección del relieve cordillerano. Al suroccidente de Colombia se observan los sistemas de El Tambor y Junín-Sambiambí, los cuales cabalgan con vergencia al occidente. Al norte de la cordillera aparece el segmento de falla del Atrato, el cual corresponde a un cabalgamiento con vergencia al oeste y buzamiento intermedio hacia el este (Duque-Caro 1990). La falla del

Atrato presenta una componente lateral izquierda en el extremo norte de la cordillera, donde se observan otros accidentes activos tales como la falla de Murindó. Este último accidente de dirección NS corresponde a una falla de alto ángulo al oriente y de movimiento dominante lateral izquierdo con una ligera componente inversa que fue activada durante el sismo de Murindó en 1992, $M_s=7,3$ (Tabla A1). En cuanto a la sismicidad registrada por la RSNC ésta es posiblemente la zona con mayor actividad en el país, como lo muestra una densa franja de epicentros en dirección NNW entre el Río Atrato y la falla de Murindó. Los sismos históricos en la región también son numerosos pero por ser ésta una zona poco poblada los datos macrosísmicos son pobres y no es posible asociarlos a un accidente particular. Esta sismicidad es el reflejo de la deformación asociada a la convergencia entre el arco de Panamá y los terrenos continentales de Colombia.

4.2.2. *La Serranía del Baudó*

Corresponde a un bloque exótico acrecionado contra el continente durante el Terciario Superior. Está limitada al occidente por las fallas de Baudó y Bahía Solano. La tasa de actividad de la falla de Baudó parece baja ya que los depósitos superficiales recientes no están sustancialmente deformados (Duque-Caro 1990). La actividad sísmica en la zona de la falla de Bahía Solano y de los segmentos asociados es reconocida. A lo largo de esta zona se registran varios eventos de magnitud importante (figura 2), entre los que se destaca el sismo de 1970 ($M_s=7,0$; $I_0=VIII$) que destruyó en un 80% el municipio de Puerto Mutis (Bahía Solano).

4.2.3. *El Prisma de Acreción del Pacífico*

Abarca una faja paralela a la costa pacífica, que se extiende mar adentro hasta la fosa colombiana situada a unos 4000 m de profundidad y a una distancia media de la costa de 80-150 km (Lonsdale y Klitgord, 1978). El prisma ha sido identificado en su parte norte, donde estudios de perfiles sísmicos obtenidos en mar han señalado la existencia de un apilamiento sedimentario deformado por fallamientos inversos con vergencia al oeste y componente de rumbo lateral izquierda (Westbrook *et al.*, 1995). La falla de subducción subyacente al prisma tiene ángulo débil y es responsable de la ocurrencia de los grandes sismos de subducción que han sido registrados en la zona de Tuma-co al sur de Colombia, como se discute más adelante.

4.3. El norte de Colombia

El norte de Colombia corresponde a la región aledaña al mar Caribe, la cual está influenciada principalmente por la convergencia relativa entre las placas Caribe y Sudamérica. Esta zona está caracterizada por una deformación continental que se observa a lo largo de brazos cordilleranos bien definidos y grandes accidentes de rumbo que absorben parcialmente la convergencia entre las dos placas mencionadas (Mann y Burke, 1984). La sismicidad en el norte de Colombia aparece muy difusa en parte por un cubrimiento insuficiente de la RSNC en este sector (figura 4). Además, debido a la baja tasa de convergencia Caribe-Suramérica (Freymuller *et al.*, 1993) la deformación no ha alcanzado un estado para generar dicha actividad sísmica. Así, el Caribe Colombiano presenta un estado incipiente de subducción océano-continente que se manifiesta en la existencia de un prisma de acreción y deformación continental leve, pero aún no se ha desarrollado volcanismo calco-alcalino y no existe la sismicidad típica asociada a la subducción. A continuación se describen las principales estructuras tectónicas observadas en este sector: el Bloque de Maracaibo, el Cinturón Plegado del Sinú-San Jacinto y el Prisma de Acreción del Caribe.

Bloque de Maracaibo: Este bloque de geometría triangular está limitado por cadenas de montaña y grandes fallas de rumbo activadas durante la fase de deformación Andina. Los Andes de Mérida en Venezuela constituyen el límite SE del bloque, destacándose la falla de Boconó como la más activa de este sector. Este accidente subvertical de dirección media N50°E y movimiento lateral derecho, está situado a lo largo del eje cordillerano y tiene una tasa de actividad reciente del orden de 7 mm/año (J.P. Soulas, com. pers.). La estructura de los Andes de Mérida se asemeja a una 'estructura en flor' (*flower structure*) en la cual se observan fallas de cabalgamiento de vergencias opuestas en los dos piedemontes cordilleranos (Soulas, 1986; Colletta *et al.*, 1997). El límite norte del bloque corresponde a las fallas de Oca-Ancón, accidentes subverticales de dirección EW, sentido de movimiento lateral derecho y tasa de actividad promedio del orden de 2 mm/año (Audemard, 1996). La falla de Oca absorbe parte del movimiento relativo del Caribe hacia el este con respecto a Sudamérica. Por último, el Sistema de fallas de Santa Marta-Bucaramanga limita el costado SW del bloque de Maracaibo. Este accidente subvertical de dirección NNW presenta numerosos rasgos de actividad tectónica reciente en sentido lateral izquierdo. El movimiento de rumbo de esta falla se absorbe a lo largo de las fallas inversas del norte de la Cordillera Oriental (Sistema del Valle Medio del Magdalena).

El movimiento conjugado de Boconó y Santa Marta-Bucaramanga genera la extrusión relativa del bloque de Maracaibo hacia el norte. La esquina sur del bloque está caracterizada por una deformación compresiva que se absorbe, en particular, a lo largo del Macizo de Santander. Este relieve cordillerano de dirección NNW está caracterizado por fallas inversas de vergencias opuestas a las de sus piedemontes, y fallas de rumbo de dirección NNW y sentido lateral izquierdo. Justamente en este sector se han localizado los epicentros de tres grandes sismos históricos (1644, $I_0=IX$; 1875, $I_0=X$; 1950, $I_0=IX$) que destruyeron sucesivamente las poblaciones de Pamplona, Cúcuta, Villa del Rosario y Arboledas (figura 2). Al contrario, a lo largo de los sectores centro y norte de la falla Santa Marta-Bucaramanga no se tienen registros de sismos históricos, excepto el de 1869 con epicentro macrosísmico en este sector, pero que por la descripción de sus efectos parece un evento profundo originado posiblemente en otra región. La sismicidad dispersa, aparentemente baja, registrada por la RSNC en el costado occidental del Bloque de Maracaibo posiblemente obedece a defectos de cobertura de la red.

La Serranía de Perijá corresponde igualmente a un sistema independiente de dirección NE, situado al oeste del lago de Maracaibo, y que se extiende entre las trazas de Oca y Santa Marta-Bucaramanga. Perijá está caracterizada por fallas inversas de dirección NE paralelas a los piedemontes y con vergencias opuestas. De estas se destaca el Sistema Ranchería, que cabalga en dirección del Valle del Cesar-Ranchería al NW (Kellogg y Bonini, 1982).

Por último, la Sierra Nevada de Santa Marta corresponde a un relieve situado sobre la esquina NE del bloque de Maracaibo. El relieve de la Sierra, cuya altitud alcanza 5800 m, resulta de la indentación del Bloque de Maracaibo en dirección del Caribe a lo largo de las dos fallas de rumbo de sentido conjugado que lo bordean.

Los registros de sismicidad histórica de la Costa Caribe colombiana son escasos, pero se destacan dos eventos que afectaron apreciablemente Santa Marta en 1825 ($I_0=VIII$) y 1834 ($I_0=VIII$).

Cinturón Plegado del Sinú-San Jacinto: El Caribe colombiano presenta, al igual que el occidente, terrenos de afinidad oceánica que fueron acrecionados contra las rocas que conformaban la antigua margen continental (INGEOMINAS, 1988). Los cinturones plegados del Sinú y San Jacinto corresponden a relieves cordilleranos someros situados paralelamente a la Costa Caribe de Colombia. El límite entre rocas continentales y oceánica en este sector corresponde a la prolongación hacia el norte del Sistema de Romeral descrito anteriormente. Estas fallas tienen tasas de actividad probablemente bajas en razón de la poca altitud de los relieves aledaños y de la escasez de rasgos de actividad tectónica en superficie.

Prisma de Acreción del Caribe: El acercamiento de la placa Caribe en dirección ESE ha generado la formación de un prisma de acreción oceánico que presenta rasgos de actividad inversa con vergencia hacia el Caribe a lo largo del sistema de fallas que limita la zona externa del prisma (Kellogg y Bonini, 1982). Esta actividad tectónica implica un proceso de subducción lento y en estado de gestación de la placa del Caribe bajo los cinturones plegados del Sinú y de San Jacinto.

5. SUBDUCCIÓN

5.1. Sismicidad superficial (< 60 km)

La sismicidad costa afuera hacia el Océano Pacífico muestra importantes variaciones de sur a norte (figura 4). Entre 2°N y 3,5°N se observa una importante actividad, más concentrada hacia la fosa oceánica. Estos eventos corresponden a sismos en corteza oceánica subducida. En esta misma zona han ocurrido los grandes sismos de subducción en este siglo (1906, 1942, 1958 y 1979). Hacia el norte hasta aproximadamente 5°N la actividad es más dispersa y mucho menos notoria, aumentando de nuevo a partir de allí hasta Panamá. Esta sismicidad corresponde posiblemente a eventos en fallas que afectan la corteza en vecindad de la costa Pacífica. En el catálogo de sismicidad de Colombia previo a 1993 aparece una zona de sismicidad superficial en el límite Colombia-Panamá y la Costa Pacífica colindante, mientras que con los datos de la RSNC a partir de 1993 la sismicidad en esta región aparece más concentrada en el continente, a lo largo de las fallas que bordean la Cordillera Occidental.

5.2. Sismicidad intermedia (60 km < profundidad < 200 km)

La sismicidad intermedia registrada en Colombia por la RSNC desde 1993 a 1997 está distribuida en tres zonas claramente definidas, como se observa en la figura 7, además de la sismicidad del Nido de Bucaramanga. Estas zonas parecen mostrar una segmentación en la subducción de norte a sur pero además un desplazamiento lateral de los segmentos.

La primera zona se extiende aproximadamente desde 0° hasta 3°N donde la sismicidad es escasa y dispersa. Esta zona limita al sur con una zona de alta sismicidad en Ecuador, en el mismo rango de profundidad, que define un plano que buza 35° hacia el noreste (Pennington, 1981).

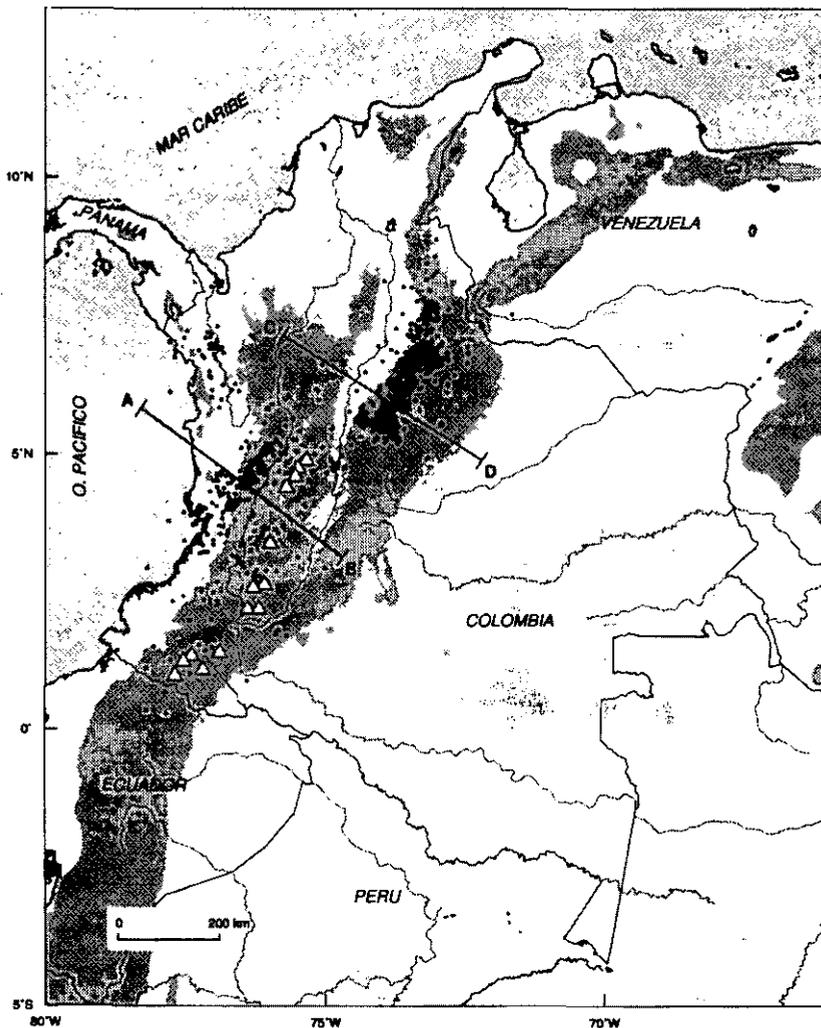


Figura 7. Sismos con profundidad mayor que 60 km registrados por la Red Sismológica Nacional de Colombia entre 1993 y 1997. El área sombreada corresponde al relieve como en la figura 2. Las franjas de epicentros diferencian claramente los sectores central y norte. Los segmentos AB y CD indican la localización de los cortes de la figura 8, que cruzan estos sectores.

La segunda zona (Cauca-Chocó) entre 3°N y 5°N, muestra una sismicidad profusa con epicentros alineados en dirección NE. En esta zona se han originado recientemente 4 sismos de magnitud 6,7 (1961, 1962, 1979, 1995), que han causado daños importantes (intensidades epicentrales de VIII y IX)

en las ciudades de la zona cafetera. Los hipocentros de la RSNC definen una placa de azimut $N40^{\circ}E$ y buzamiento 35° en dirección SE (figura 8a). Los mecanismos de foco para algunos eventos de esta zona muestran un eje de tensión subparalelo al buzamiento del plano observado (Pennington, 1981; IRIS-DMC, 1995). Esta sismicidad dibuja claramente un segmento de placa

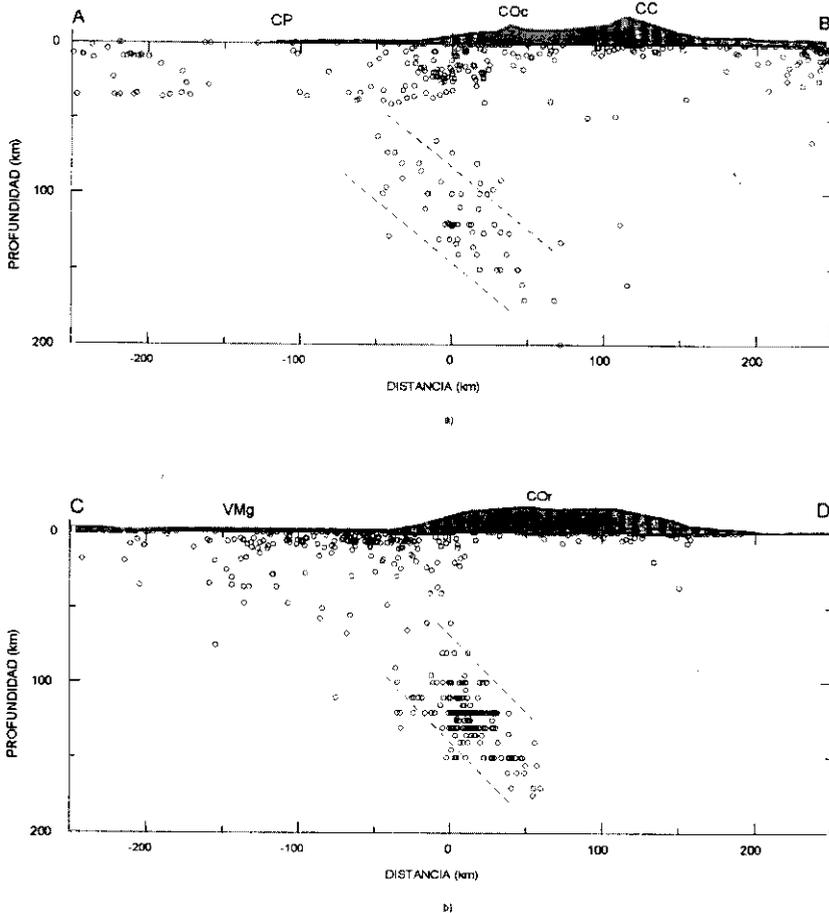


Figura 8. Cortes de sismicidad y topográfico a lo largo de dos corredores de 60 km de ancho a lo largo de los segmento AB y CD de la figura 7. a) Sector Central. b) Sector Norte. Se han incluido los sismos de 0 a 200 km de profundidad (figuras 4 y 9). La escala vertical de los cortes topográficos está exagerada. La alineación horizontal, por franjas, de los hipocentros en b) muestra el efecto de localizar estos eventos seleccionando la solución con el mínimo error en el ajuste de tiempo (rms) entre las soluciones obtenidas al hacer un barrido manual de profundidades en intervalos de 5 o 10 km.

subducida bien delimitado en dirección NE y que se asocia con el vulcanismo activo en superficie.

La tercera zona de sismicidad intermedia se extiende aproximadamente desde los 5°N hasta los 8°N con epicentros alineados en dirección NE. La sismicidad es aún más profusa que en la zona anterior. Los hipocentros en esta zona permiten definir claramente un plano de azimut N35°E y buzamiento 50° hacia el SE (figura 8b).

La característica más destacada de la sismicidad intermedia en Colombia es el denominado Nido de Bucaramanga, que se observa en la latitud 7°N con longitud 73°W, y corresponde a un foco de alta actividad sísmica donde los hipocentros aparecen concentrados a una profundidad promedio de 160 km en un volumen del orden de 10 km de lado. Estudios realizados sobre el Nido de Bucaramanga (Schneider *et al.*, 1987; Pennington, 1981; Rivera, 1989) muestran una gran variedad de mecanismos focales. Rivera (1989) encontró un tensor de esfuerzos que es compatible con la mayor parte de los mecanismos observados cuyo eje principal de compresión está orientado EW y el de extensión NS. Este tensor coincide con los esfuerzos esperados debido al movimiento de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamérica y con la expulsión del Bloque Santa Marta-Maracaibo hacia el norte.

5.3. Sismicidad profunda (> 200 km)

En el sur del país hacia el límite con Perú se han registrado eventualmente sismos profundos, aislados de la sismicidad intermedia. En esta región los sismos se presentan como grandes eventos aislados, como el de 1970 a 650 km de profundidad ($m_b = 7,1$), y contribuyen a definir una zona de Wadati-Benioff profunda asociada a la subducción de la placa de Nazca.

6. DISCUSIÓN

La cadena de los Andes en Colombia resulta de la convergencia relativa entre las placas Nazca, Caribe y Sudamérica. La compresión asociada con el movimiento de las placas es responsable de la formación de los relieves observados en el territorio, y de los sistemas de fallas activas que afectan la corteza continental. Parte de la convergencia se absorbe a lo largo de zonas de subducción bajo las cordilleras, entre las cuales se destaca la subducción de Nazca al sur de Colombia por ser la más sismogénica. Otra parte se absorbe a lo largo de los principales sistemas de falla que limitan el relieve.

Los principales sistemas activos en Colombia se extienden paralelamente a los piedemonte de las tres cordilleras colombianas y tienen una expresión en la sismicidad. Se destacan en orden de importancia: el Sistema del Piedemonte Llanero en el límite entre Cordillera Oriental y el Cratón, el Sistema del Valle del Magdalena entre las Cordilleras Central y Oriental, el Sistema de Murindó (en el límite con Panamá) y el Sistema Romeral a lo largo del flanco occidental de la Cordillera Central. Las fallas que limitan los flancos de las cordilleras son generalmente inversas con buzamiento hacia el relieve, con la excepción del suroccidente de Colombia donde se observan fallas de alto ángulo de dirección NNE y movimiento lateral derecho, a lo largo del eje cordillerano (Macizo Colombiano, sistemas de Algeciras y Sibundoy, y Sistema de Romeral).

La estimación preliminar de los movimientos tectónicos muestra que las tasas de actividad de las fallas más activas de corteza en Colombia son del orden de algunos milímetros por año (p.e. Piedemonte Llanero). Las magnitudes máximas probables para sismos de subducción son superiores a $M_s = 8$, en cuanto que para sismos de corteza son ligeramente mayores que $M_s = 7$.

La sismicidad, lo mismo que la tectónica, establece diferenciación entre distintos sectores a lo largo de los sistemas activos del país. Esto se observa, por ejemplo, a lo largo del borde oriental de la Cordillera Oriental, donde se evidencian observan dos segmentos con alta sismicidad: un segmento al norte (correspondiente al sismo de Tauramena, 1995) donde la sismicidad muestra el cabalgamiento de la cordillera sobre el Cratón, y otro segmento al sur, a lo largo de la falla de Algeciras, donde la sismicidad muestra nuevamente la deformación activa en el Borde Llanero. Adyacentes a estos dos sectores, se presentan dos zonas donde la actividad sísmica es escasa, como son la zona entre el sur de Yopal y Acacías, y la zona entre Florencia y el límite con Ecuador. Dos explicaciones son posibles a esta variación del carácter de la sismicidad: (1) un cambio en la reología o comportamiento de las rocas a lo largo de la cordillera o, (2) la manifestación de una laguna sísmica por esfuerzos relajados o en acumulación.

Otros ejemplos de diferenciación clara en la distribución sismicidad se presentan en la actividad superficial mar adentro a lo largo de la Costa Pacífica y en la sismicidad de profundidad intermedia bajo las cordilleras. En el primer caso la sismicidad tiene una evidente concentración al sur (hasta 3°N) asociada a la deformación en la placa oceánica ante la fosa, mientras que al norte, hasta los 5°N, la sismicidad se hace más difusa. Desde los 5°N nuevamente se define una actividad costa afuera posiblemente asociada a la deformación y fallamientos en la corteza de la placa continental. En cuanto a la sismicidad de profundidad intermedia, existen tres segmentos claramente defi-

nidos: el primero bajo el Macizo Colombiano desde la frontera con Ecuador hasta 3°N con actividad difusa asociada a un segmento en el Ecuador que buza al NE (Pennington, 1981); el segundo bajo las cordilleras Central y Occidental, desde 3°N hasta 5°N, donde el lineamiento se marca con gran nitidez mostrando una placa subduciendo hacia el SE; y el tercero, situado más al oriente bajo la Cordillera Oriental entre los 5°N y 8°N, también subduciendo hacia el SE.

Algunos autores (Pennington, 1981; Kellog y Bonnini, 1982) han interpretado la sismicidad intermedia en Colombia como subducciones clásicas tanto del Pacífico como del Caribe con ángulos muy bajos en la placa subducida, al vincular la sismicidad cercana a las fosas marinas con la sismicidad intermedia ya descrita. Sin embargo, la ausencia relativa de sismicidad en la mayor parte de la región paralela a la Costa Pacífica, la intensa actividad sísmica en el extremo noroccidental del país asociada con el choque del Arco de Panamá y la segmentación del volcanismo sugieren que la subducción típica océano-continente de Nazca-Suramérica es un proceso discontinuo y en algunos sectores poco desarrollado. El modelo de subducción normal llegará hasta los 3°N aproximadamente con la evidencia de los grandes terremotos ocurridos en la zona (1906, 1942, 1958, 1979) e involucrando una geometría compleja en la corteza subducida. De los 3°N hacia el norte es posible asociar la sismicidad intermedia se puede asociar a procesos de subducción océano-continente, definiendo la placa oceánica subducida, sin que se pueda afirmar que este es un proceso de subducción típico, pues la sismicidad superficial, típicamente asociada a estos procesos, es escasa y no hay una evidencia histórica de los grandes sismos interplaca característicos. En el extremo noroccidental, hacia el límite con Panamá no existe sismicidad a más de 100 km de profundidad y la gran actividad en esta región, expresión de la colisión del Arco de Panamá con el continente, oculta cualquier indicio de subducción de Nazca bajo Sudamérica en esta región. De existir, esta subducción debe ser lenta en comparación con la observada más al sur.

Mientras que la sismicidad superficial a lo largo del Pacífico, como la intermedia desde los 5°N hacia el sur pueden asociarse a un proceso de subducción océano-continente, aunque complejo, la sismicidad intermedia entre los 5°N y 8°N bajo la Cordillera Oriental podría interpretarse más como la expresión de un proceso de subducción continente-continente, si se asocia con el hecho de que no se presenta el volcanismo asociado a la subducción oceánica, se observa una deformación en el relieve más extensa y se ubica bajo una cadena montañosa de origen sedimentario (Taboada *et al.*, en curso).

La diferenciación en la distribución de la sismicidad muestra una complejidad notable en el proceso de subducción bajo el territorio colombiano que involucra subducciones océano-continente y posiblemente continente-continente adyacentes, y una interacción complicada tanto al sur en el límite con Ecuador como al norte en el límite con Panamá.

En términos generales la convergencia explica las observaciones más gruesas de la sismotectónica colombiana, sin embargo numerosos problemas locales quedan por resolver. Los datos recolectados por la Red Sismológica Nacional de Colombia, los resultados de los estudios neotectónicos que muestran los frentes de deformación activa y algunos datos de GPS han permitido reevaluar estas interpretaciones mostrando que el acortamiento se reparte entre las subducciones y la deformación de corteza, y evidenciando una situación más compleja en cuanto a la subducción. Este contexto implica planos bien delimitados y desacoplados en algunos sectores, junto con una subducción poco desarrollada donde sólo se observan un prisma de acreción deformado, muy baja sismicidad y movimiento de convergencia a lo largo de otros sectores como algunos de la costa Pacífica y la Caribe

La realización de estudios detallados de sismicidad, GPS, neotectónica y microtectónica deberán conducir a un mejor entendimiento de los procesos de subducción y de deformación continental en el territorio colombiano y contribuir a una estimación más realista de la amenaza sísmica en el país.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se realizó bajo los proyectos Sismotectónica de Colombia y Red Sismológica Nacional y Red Nacional de Acelerógrafos de la Subdirección de Geofísica de INGEOMINAS. Queremos agradecer en INGEOMINAS a los integrantes del Grupo de Sismotectónica E. Jiménez, N. Montes, J. Olaya, A. Osorio, J. Perdomo, A. Sandoval, C. Rivera por sus comentarios, revisión del manuscrito y preparación del material gráfico; al Grupo de la Red Sismológica Nacional; y a los geólogos de las Sedes Regionales con quienes realizamos trabajos de campo en la Cordillera Oriental, especialmente a H. Vergara. Agradecemos a los geólogos de la CARDER con quienes realizamos trabajos de campo en el Occidente de Colombia. Agradecemos en particular a G. París por discusiones sobre morfoneotectónica y fallas activas en las cordilleras colombianas. Agradecemos igualmente a L. Rivera, H. Philip y A. Cisternas por las discusiones sobre la sismotectónica de los Andes del Norte.

ANEXO 1

Tabla A1. Sismos con magnitud mayor que 7,0 en el Catálogo Colombiano

Fecha	Epicentro	Latitud (°N)	Long. (°W)	Prof (km)	I _o	M _s
Enero 16, 1644 ⁽¹⁾	Herrán (Norte de Santander)	7,4	72,7	—	IX	7,0*
Marzo 16, 1644 ⁽¹⁾	Chipaque (Cundinamarca)	4,5	74,0	—	IX	7,0*
Noviembre, 1724 ⁽¹⁾	Chita (Boyacá)	6,2	72,5	—	X	7,7*
Julio 12, 1785 ⁽¹⁾	Páramo de Chingaza (Cund.)	4,7	73,8	—	IX	7,0*
Junio 16, 1805 ⁽¹⁾	Honda (Tolima)	5,3	74,5	—	IX	7,0*
Noviembre 16, 1827 ⁽¹⁾	Queb. Santa Ana (Caquetá)	1,9	75,9	—	X	7,7*
Enero 20, 1834 ⁽²⁾	Sibundoy (Putumayo)	1,3	76,9	—	X	7,7*
Agosto 15, 1868 ⁽³⁾	Tulcán	0,8	77,7	—	IX	7,0*
Mayo 29, 1875 ⁽¹⁾	Cúcuta (Norte de Santander)	7,9	72,5	—	X	7,7*
Enero 20, 1904 ⁽⁴⁾	O. Pacífico (lim. Col.-Ecu.)	7,0	79,0	—	—	7,8
Enero 31, 1906 ⁽⁵⁾	O. Pacífico (lim. Col.-Ecu.)	1,0	81,5	25	IX	8,6
Abril 10, 1911 ⁽³⁾	Límite Colombia-Venezuela	9,0	74,0	100	IX	7,2
Abril 28, 1911 ⁽³⁾	Amazonía Col.	0,0	71,0	600	VIII	7,1
Agosto 31, 1917 ⁽¹⁾	Páramo de Sumapaz (Cund.)	4,3	74,2	—	IX	7,3
Enero 13, 1924 ⁽¹⁾	Cumbal (Nariño)	0,9	77,8	—	IX	7,0*
Febrero 5, 1938 ⁽¹⁾	Támesis (Antioquia)	4,5	76,3	160	VIII	7,0
Mayo 14, 1942 ⁽⁵⁾	O. Pacífico (lim. Col.-Ecu.)	0,8	81,5	25	IX	7,9
Mayo 2, 1943 ⁽⁴⁾	O. Pacífico, sur Panamá	6,5	80,0	—	—	7,1
Julio 14, 1947 ⁽¹⁾	Río Pasto (Nariño)	1,4	77,3	—	IX	7,0*
Julio 9, 1950 ⁽³⁾	Cerro El Viejo (Norte Sant.)	7,9	72,6	—	IX	7,0
Enero 19, 1958	O. Pacífico (lim. Col.-Ecu.)	1,4	79,5	60	IX	7,8
Febrero 9, 1967 ⁽³⁾	Vegalarga (Huila)	2,9	74,8	—	X	7,1
Septiembre 26, 1970 ⁽³⁾	Bahía Solano (Chocó)	6,4	77,5	8	VIII	7,0
Septiembre 27, 1970 ⁽³⁾	Bahía Solano (Chocó)	6,5	77,4	8	VIII	7,0
Julio 13, 1974 ⁽³⁾	Juradó (Chocó)	7,8	77,6	12	VIII	7,3
Julio 11, 1976 ⁽³⁾	Límite Colombia-Panamá	7,5	78,3	3	VII	7,0
Diciembre 12, 1979 ⁽⁴⁾	O. Pacífico, (lim. Col.-Ecu.)	1,6	79,4	24	IX	7,7
Noviembre 19, 1991 ⁽⁴⁾	Orpúa (Chocó)	4,6	77,4	15	—	7,1
Noviembre 11, 1992 ⁽⁵⁾	Murindó, (Chocó)	7,2	76,8	10	X	7,2

* Magnitud calculada a partir de los datos de intensidad epicentral I_o.

- (1) Espinosa, 1993, 1994.
- (2) Espinosa, com. pers.
- (3) Ramírez, 1975.
- (4) Dimaté et al., 1995.
- (5) CERESIS, 1985.

BIBLIOGRAFÍA

- ALFONSO, C., SACKS, P., SECOR, D., RINE, J., PÉREZ, V., 1994. A tertiary fold and thrust belt in the Valle del Cauca basin, Colombian Andes. *Jour. So. Am Ea. Sci.*, V. 7, núms. 3/4, págs. 387-402.
- AUDEMARD, F., 1996. Paleoseismicity studies on the Oca-Ancón fault system, north-western Venezuela. *Tectonophys.*, 259, págs. 67-80.
- CARDER, 1998. Informe de neotectónica, Proyecto para la mitigación del riesgo sísmico de Pereira, Dosquebradas y Santa Rosa de Cabal. Corp. Autónoma de Risaralda, CARDER.
- CASERO, P., SALEL, J.F., ROSSATO, A., 1997. Multidisciplinary correlative evidences for polyphase geological evolution of the foothills of the Cordillera Oriental (Colombia). VI Simposio Bolivariano, Explor. Petrol. Cuencas Suband., Mem. T. 1, Cartagena, Colombia, septiembre 1997.
- CEE-INGEOMINAS., 1992. Microzonificación Sismogeotectónica de Popayán. Publicaciones Especiales INGEOMINAS, cap. 3, págs. 28-49, Bogotá.
- CERESIS, 1985. Catálogo de Terremotos para América del Sur. Ed. Askew, B., Algermissen, S.T., CERESIS, V. 4, 269 págs.
- CLINE, K., *et al.*, 1981. Quaternary activity on the Romeral and Cauca Faults, north-west Colombia. *Revista CIAF*, VI (1-3), págs. 115-116, Bogotá.
- COBLENTZ, D.D., RICHARDSON, R.M., 1996. Analysis of the South American intraplate stress field. *Jour. Geoph. Res.*, V. 101, B4, págs. 8.643-8.657.
- COLLETTA, B., ROURE, F., DE TONI, B., LOUREIRO, D., PASSALACQUA, H., GOU, Y., 1997. Tectonic inheritance, crustal architecture, and contrasting structural styles in the Venezuela Andes. *Tecton.*, V. 16, N° 5, págs. 777-794.
- COLLETTA, B., HEBRARD, F., LETOUZEY, J., WERNER, P., RUDKIEWICZ, J., 1990. Tectonic style and crustal structure of the Eastern Cordillera (Colombia) from a balanced cross section. J. Letouzey ed. *Petroleum and Tectonic in Mobile belts*, París, págs. 81-100.
- COLLINS, D., BENALCAZAR, G., PAGE, W., 1981. Quaternary activity on the Palestina Fault zone, northwestern Colombia. *Revista CIAF*, VI (1-3), págs. 117-118, Bogotá.
- COOPER, B., ADDISON, F., ALVAREZ, R., CORAL, M., GRAHAM, R., HAYWARD, A., HOWE, S., MARTÍNEZ, J., NAAR, J., PEÑAS, R., PULHAM, A., TABORDA, A., 1995. Basin development and tectonic history of the Eastern Cordillera and Llanos Basin, Colombia. *AAPG*, V. 10.

- DEMETTS, C. GORDON, R., ARGUS, D., STEIN, S., 1990. Current plate motions. *Geoph. Jour. Int.*, 101, págs. 425-478.
- DIEDERIX, H., GÓMEZ, H., KHOBZI, J., SINGER, A., 1987. Indicios neotectónicos de la Falla de Ibagué en el sector Ibagué-Piedras, Departamento del Tolima, Colombia. *Revista CIAF*, XI (1-3), pág. 355, Bogotá.
- DIMATÉ, C., GÓMEZ, I., Perdomo J., 1995. Sismicidad instrumental, revisión y actualización del Catálogo Sísmico de Colombia, Informe para el proyecto de Microzonificación Sísmica de Santafé de Bogotá, *Ingeominas*, 41 págs., Bogotá.
- DUQUE-CARO, H., 1990. The Chocó Block in the northwestern corner of South America: structural, tectonostratigraphic, and paleogeographic implications. *Jour. So. Am. Ea. Sc.*, V. 3, No. 1, págs. 71-84.
- ESPINOSA, A., 1993. Actualización del Catálogo Colombiano de Sismicidad Histórica, Informe Interno, *Ingeominas*, Cali. 10 págs.
- ESPINOSA, A., 1994. Sismicidad Histórica de Santafé de Bogotá y su área. 1500-1994, Informe para el Proyecto de Microzonificación Sísmica de Santafé de Bogotá, *Ingeominas*, Cali. 35 págs.
- FREYMUELLER, J., KELLOGG, J., VEGA, V., 1993. Plate motions in the North Andean Region. *Jour. Geoph. Res.*, V. 98, No. B12, págs. 21.853-21.863.
- HELMENS, K., VAN DER HAMMEN, Th., 1995. Memoria explicativa de los mapas del neógeno y cuaternario de la sabana de Bogotá-Cuenca Alta del Río Bogotá. Análisis Geográficos, IGAC, Bogotá, Col., págs. 91-142.
- INGEOMINAS-UNIVERSIDAD DE LOS ANDES, 1996. Estudios tectónicos y neotectónicos, Informe Proyecto Microzonificación Sísmica de Santafé de Bogotá. *Ingeominas*, 144 págs.
- INGEOMINAS, 1988. Mapa Geológico de Colombia, esc. 1:1'500.000, Bogotá.
- IRIS-DMC, 1992,1994,1995. IRIS-Data Management Center Electronic Bulletin.
- ITEC-ISA, 1988. Actualización de la Información Sísmica de Colombia, ITEC Ltda., Ingenieros Consultores, Bogotá. 26 págs.
- JIMÉNEZ, E., 1997. Caracterización sismotectónica del Sismo de Páez. Tesis Univ. Pedag. Tecnol. Col., Sogamoso, Colombia, 176 págs.
- KANAMORI, H., McNALLY, K., 1982. Variable rupture model of the subduction zone along the Ecuador-Colombia coast. *Bull. Seism. Soc. Am.*, V. 72, págs. 1.241-1.254.
- KELLEHER, J., 1972. Rupture zones of large South American Earthquakes and some predictions. *Jour. Geoph. Res.*, V. 77, nº 11, págs. 2.087-2.103.

- KELLOGG, J., BONINI, W., 1982. Subduction of the Caribbean plate and basement uplifts in the overriding South American plate. *Tect.*, V. 1, 3, págs. 251-276.
- LONSDALE, P., KLITGORD, K., 1978. Structure and tectonic history of the Eastern Panama Basin. *Geol. Soc. Am. Bull.*, V. 89, págs. 981-999.
- MANN, P., BURKE, K., 1984. Neotectonics of the Caribbean. *Rev. Geoph.*, V. 22, No. 4, págs. 309-362.
- MÉGARD, F., 1987. Cordilleran Andes and Marginal Andes: A review of Andean geology north of the Arica Elbow (18°S). *Geodyn. Ser.*, V. 18, págs. 71-95.
- MEIJER P., WORTEL, M., 1992. The dynamics of motion of the South American Plate. *Jour. Geoph. Res.*, V. 97, B8, págs. 11.915-11.931.
- PARÍS, G., ROMERO, J., 1994. Fallas activas en Colombia. Boletín Geológico nº 34 (1-3), INGEOMINAS, Bogotá, 42 págs.
- PARÍS, G., MARÍN, W., ROMERO, J., WAGNER, J., 1989. Actividad neotectónica en el suroccidente de Colombia. Mem. 5o. Cong. Col. Geol., Bucaramanga, págs. 193-213.
- PENNINGTON, W., 1981. Subduction of the Eastern Panama Basin and seismotectonics of Northwestern South America. *Jour. Geoph. Res.*, V. 86, B11, págs. 10.753-10.770.
- RIVERA, L.A., 1989. Inversion du tenseur de contraintes à partir des données de polarité pour une population de séismes. Application au Nid de Bucaramanga. PhD thesis, IPGS, France. 266 págs.
- RAMÍREZ, J. (1975) Historia de los Terremotos en Colombia, Inst. Geog. Ag. Codaz., segunda edición, 250 págs.
- RIVERA, L.A., CISTERNAS, A., 1990. Stress tensor and fault plane solutions for a population of earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, V. 80, N° 3, págs. 600-614.
- ROBERTSON, K., 1989. Actividad neotectónica del Piedemonte de la Cordillera Oriental, sector Villavicencio-Tauramena, Colombia. V Congreso Colombiano de Geología, Bucaramanga, Tomo I, pág. 170.
- SARRIA, A., 1986. Sismicidad. En: El sismo de Popayán del 31 de marzo de 1993, Cap. 3, Coord. Cient. Ingeominas, págs. 60-79, Bogotá.
- SCHNEIDER, J. F., PENNINGTON, W. D., MEYER, R., 1984. Microseismicity and focal mechanisms of the intermediate-depth Bucaramanga Nest, Colombia. *Journ. Geoph. Res.*, V. 92, B13, págs. 13.913-13.926.
- STEFANICK, M., JURDY, D., 1992. Stress observations and driving force models for the South American plate. *Journ. Geoph. Res.*, V. 97, B8, págs. 11.905-11.913.

- SOULAS, J.P., 1986. Neotectónica y tectónica activa en Venezuela y regiones vecinas. Mem. VI Cong. Geol. Ven., T. X, págs. 6.639-6.656.
- SUÁREZ, G., MOLNAR, P., BURCHFIELD, B., 1983. Seismicity, fault plane solutions, depth of faulting, and active tectonics of Perú, Ecuador, and Southern Colombia. *Journ. Geoph. Res.*, V. 88, B12, págs. 10.403-10.428.
- TABOADA, A., SALAMANCA, H., ZÚÑIGA, J., FAJARDO, G., 1996. Modelación tectónica (elementos finitos) del área de Tunja-Memorias, VII Congreso Colombiano de Geología, 13 págs., en prensa.
- TABOADA, A., FUENZALIDA, A., RIVERA, L., PHILIP, H., CISTERNAS, A., SALAMANCA, H., FAJARDO, G. (en curso). Intermediate seismicity of the Bucaramanga Nest and continental subduction under the eastern Cordillera, Colombia.
- VERGARA, H., 1996. Rasgos y actividad neotectónica de la falla de Algeciras. Memorias, VII Congreso Colombiano de Geología, 13 págs., en prensa.
- VERGARA, H., 1989. Tectónica cuaternaria de la Falla de Ibagué: edad y algunos aspectos sedimentológicos del Abanico de Ibagué. INGEOMINAS, 51 págs., Ibagué.
- WESTBROOK, G., HARDY, N., HEATH, R., 1995. Structure of the Panama-Nazca plate boundary. *Geol. Soc. Am.*, Spec. Paper 295, págs. 91-109.