

# CARACTERIZACIÓN SISMOTECTÓNICA Y GEODINÁMICA DE LA FUENTE SISMOGÉNICA DE MURINDÓ - COLOMBIA

Cardona, C.<sup>1</sup>; Salcedo, E. de J.<sup>2</sup>; Mora, H.<sup>3</sup>

## RESUMEN

La esquina noroccidental de Suramérica es una zona de convergencia de tres placas tectónicas principales, Nazca, Caribe y Suramericana, además de tres microplacas o bloques Panamá-Costa Rica, Bloque Chocó y el Bloque Norte de Los Andes o Macondo. El movimiento de estas placas y microplacas generan esfuerzos deformantes que al liberarse, causan sismos fuertes. Los sismos ocurridos en esta zona son superficiales y destructores, y de acuerdo con los cálculos podrían alcanzar magnitudes  $M_s$  hasta de 7,5. El análisis de la deformación producida por estos eventos fue determinada a partir de relaciones matemáticas empíricas utilizando datos de magnitud  $M_s \geq 3,9$ , solución de mecanismos focales, y datos de mediciones realizadas con geodesia satelital GPS (Sistema de Posicionamiento Global). La deformación sismotectónica predominante se especifica por la componente del tensor de momento sísmico en sentido norte. Las velocidades de deformación obtenidas a partir de datos sismológicos son muy bajas, a diferencia de las obtenidas por GPS, lo cual muestra que los esfuerzos regionales no actúan de forma homogénea en la zona.

**Palabras clave:** sismotectónica, geodinámica, mecanismos focales, velocidad de deformación, Zona de Murindó, GPS.

## SISMOTECTONICS AND GEODYNAMICS CHARACTERIZATION OF MURINDO - COLOMBIA SEISMIC SOURCE

## ABSTRACT

Northwestern South America is a convergence zone of three major tectonic plates, Nazca, Caribbean and South America and microplates or blocks such as Panama-Costa Rica, Choco and the Northern Andean or Macondo. The displacement of these plates and microplates produce seismotectonic stresses, which have generated strong earthquakes when release. The seismic events occurred in this zone are shallow focus and destructive, reaching up to  $M_s = 7.5$ . Using empirical mathematical relationships with magnitude  $M_s \geq 3,9$ , focal mechanism solutions and GPS plate tectonic displacement vectors, the seismotectonic deformation was analyzed. This deformation is represented by the North component of the seismic moment tensor. Low deformation velocity was obtained, which is in contrast with those determined by GPS. Therefore, we proposed that the regional stresses do not behave homogeneously on the zone.

**Key words:** Seismotectonic, geodynamics, focal mechanisms solutions, strain rate, Murindó Zone, GPS.

---

<sup>1</sup> Universidad Nacional de Colombia, Postgrado en Geofísica. Correo electrónico: ccardonao@unal.edu.co

<sup>2</sup> Universidad del Valle, Departamento de Geografía, Ciudad Universitaria. A. A. 25360, Cali-Colombia.

<sup>3</sup> INGEOMINAS, Unidad Operativa Observatorio Vulcanológico y Sismológica, Av. 12 de Octubre 15-47, Manizales.

## INTRODUCCIÓN

Los límites entre placas litosféricas frecuentemente se caracterizan por ser zonas de alta sismicidad, como respuesta a los esfuerzos y a las altas tasas de deformación que se acumulan en la corteza terrestre. La esquina noroccidental de Suramérica es una zona de convergencia de las placas Nazca, Caribe y Suramérica. Como aspecto característico de la sismicidad, la placa Nazca parcialmente puede estar internándose por debajo de la placa Caribe al oeste de la posible Unión Triple del Darién (UTD), con la ocurrencia de sismos superficiales cuyos mecanismos en algunas ocasiones sugieren un empuje noreste, asociados a una falla lateral izquierda; infortunadamente, en la Unión Triple del Darién los límites entre las placas no se han podido establecer en forma clara con el análisis sísmico porque la sismicidad observada es dispersa y difusa (Page, 1986; Pennington et al., 1988).

La región noroccidental del continente suramericano es bastante compleja; allí se generan sismos que reflejan un drástico cambio en los mecanismos focales, como se ha podido establecer para los eventos del 12 de diciembre de 1979, mayo 2 de 1991 y los del 17 y 18 de octubre de 1992. El primer evento citado está asociado a la subducción de la placa Nazca bajo Suramérica, mientras que los ocurridos en 1992, se relacionan más con la interacción entre las placas Nazca, Suramérica y Caribe, y reflejan al parecer la UTD, marcada también por el alto grado de sismicidad. El sismo de 1991 no presenta mayor información sísmica, tal vez debido a la baja magnitud y a que no fueron muy grandes sus efectos en términos de pérdidas económicas y daños materiales (Li & Toksoz, 1993).

La justificación de este estudio estriba en la necesidad de empezar a analizar si el origen de estos sismos es debido a la subducción de la placa Nazca bajo Suramérica, o corresponde a la convergencia litosférica de las placas Nazca, Suramérica y Caribe, incluida la colisión de las microplacas de Panamá-Costa Rica, el Bloque Norte de Los Andes o Macondo (Kellogg & Vega, 1995) y el propuesto Bloque Chocó (Duque-Caro, 1990).

Bajo este contexto, el presente estudio se realiza desde el punto de vista del análisis sismotectónico cuantitativo (Kostrov, 1974; Risnichenko, 1985; Yunga, 1990; Scholz, 1994) para la zona que ha denominado como Fuente Sismogénica Murindó (FSM), ubicada en el noroccidente

colombiano, caracterizada por alta sismicidad y generación de recientes y fuertes eventos sísmicos. Así, el análisis en este trabajo conlleva a determinar el tensor de momento sísmico para los sismos con magnitudes superiores a 3,9 y en su interpretación se hace la comparación, la correlación y la complementación con los resultados obtenidos de los estudios geodinámicos mediante GPS (Global Positioning System) en las campañas CASA.

El noroccidente suramericano tiene márgenes continentales activos sobre el Océano Pacífico y el mar Caribe; comprende la región sureña centroamericana al oriente de la zona del Canal y el noroccidente colombiano desde los flancos noroccidentales de la Cordillera Occidental por encima de los 4° de latitud. El área de estudio se define entre las coordenadas geográficas 6,0° - 8,5° N de latitud y 75° - 77° W de longitud; cubre la zona central y norte del Departamento del Chocó y la región occidental del Departamento de Antioquia (FIGURA 1).

## MARCO GEOLÓGICO

Desde el punto de vista tectónico, la esquina noroccidental del continente suramericano es uno de los ambientes más interesantes y complejos que existen, reflejado, por un lado, en los múltiples procesos geológicos y la interacción de las placas y microplacas tectónicas que allí convergen y, por el otro, por la ocurrencia de los sismos allí generados, que muestran drásticos cambios en los mecanismos focales, como se aprecia, por ejemplo, en los fuertes y recientes eventos del 12 de diciembre de 1979, 2 de mayo de 1991 (Li & Toksoz, 1993) y los del 17 y 18 de octubre de 1992 (INGEOMINAS, 1993).

La historia evolutiva del noroccidente de Colombia se remonta al Jurásico con gran desarrollo geotectónico durante el Cretácico, al producir la apertura del Protocaribe, y el posterior emplazamiento de la Placa Caribe con el transporte de parte de Centroamérica proveniente de centenares de kilómetros Pacífico adentro (Sykes et al., 1982). Hacia el Cretácico temprano, la subducción de la corteza oceánica bajo la placa Suramericana originó una fosa próxima a la costa, a lo largo de lo que hoy son las depresiones de los ríos Cauca y Patía. Durante el Plioceno, el límite de las placas Caribe y Suramérica 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

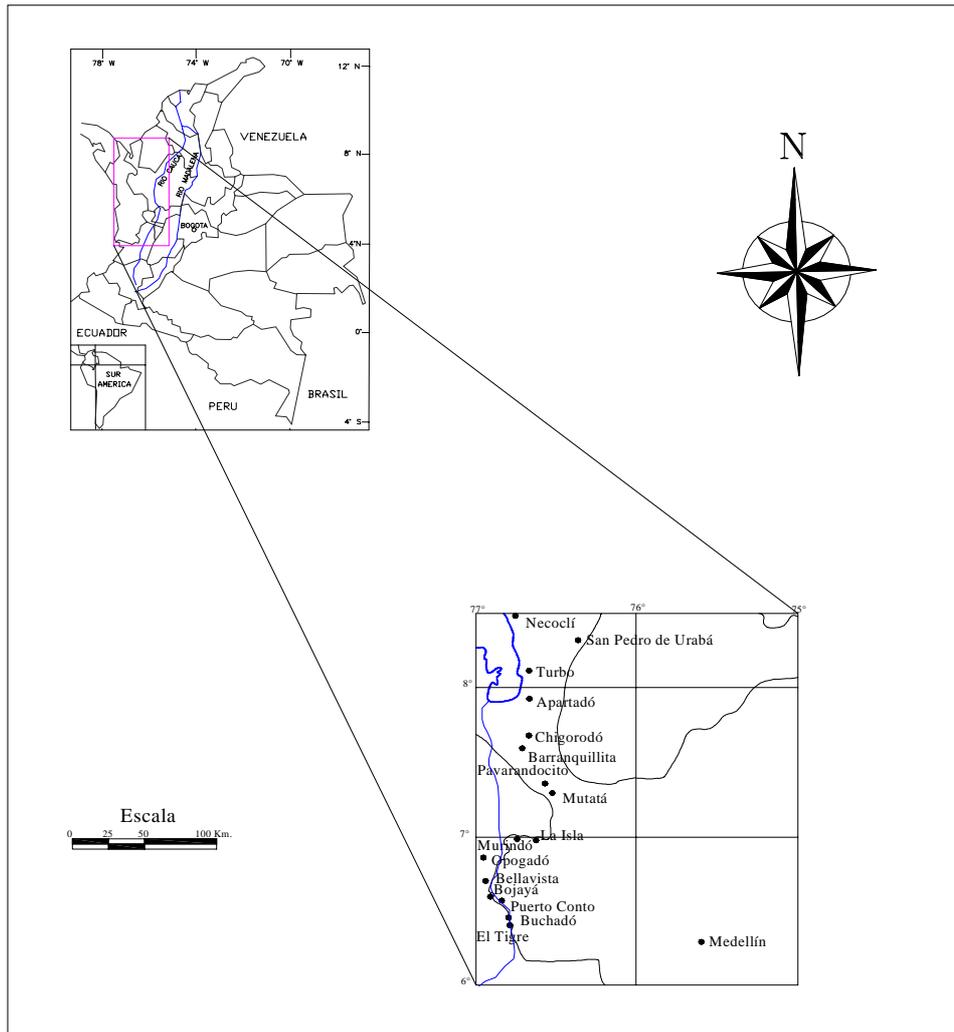


FIGURA 1. Mapa de localización de la zona de estudio

Boconó (Silver et al., 1975; James, 1985; Page, 1986). De acuerdo con Kellogg & Vega (1995), Pennington (1981) y Aggarwal et al. (1983), la placa Caribe estaría aún sumergiéndose por debajo de la Suramericana, con un ángulo que según Kellogg & Bonini (1982), no supera los 20°, de ahí la ausencia de volcanismo y de gran sismicidad en la región norte del territorio colombiano.

En la actualidad se reconoce un estado de esfuerzos compresivos de las placas Nazca y Caribe hacia Suramérica en sentido W-E y NNW - SSE, respectivamente, así como la presencia de por lo menos tres microplacas o bloques: Panamá-Costa Rica con dirección general W-E, Norte Los Andes con desplazamiento general SSW - NNE, probablemente a lo largo del Sistema de Fallas del Borde Llanero; y Chocó que colisiona con el Bloque Andino en dirección N - S.

Este bloque está en interacción con la placa Caribe y el Bloque Panamá y se relaciona directamente con las compresiones en sentido NW - SE (Guzmán & Ochoa, 2000).

En el área afloran rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas con edades que van desde el Precámbrico hasta el reciente. La geología estructural fue descrita teniendo en cuenta la interpretación de una imagen de radar de apertura sintética satelital, entre las coordenadas 5° a 7,5°N de latitud y 76° a 77°W de longitud, a escala 1:500.000, y la bibliografía existente. Así, se tiene que el área se encuentra dentro de un sistema de fallas asociadas a la Cordillera Occidental, al cual pertenece el sistema de fallas Cauca - Romeral (FIGURA 2). Este sistema presenta movimientos sinestrales al norte de 5°N y dextrales al sur de 5°N.

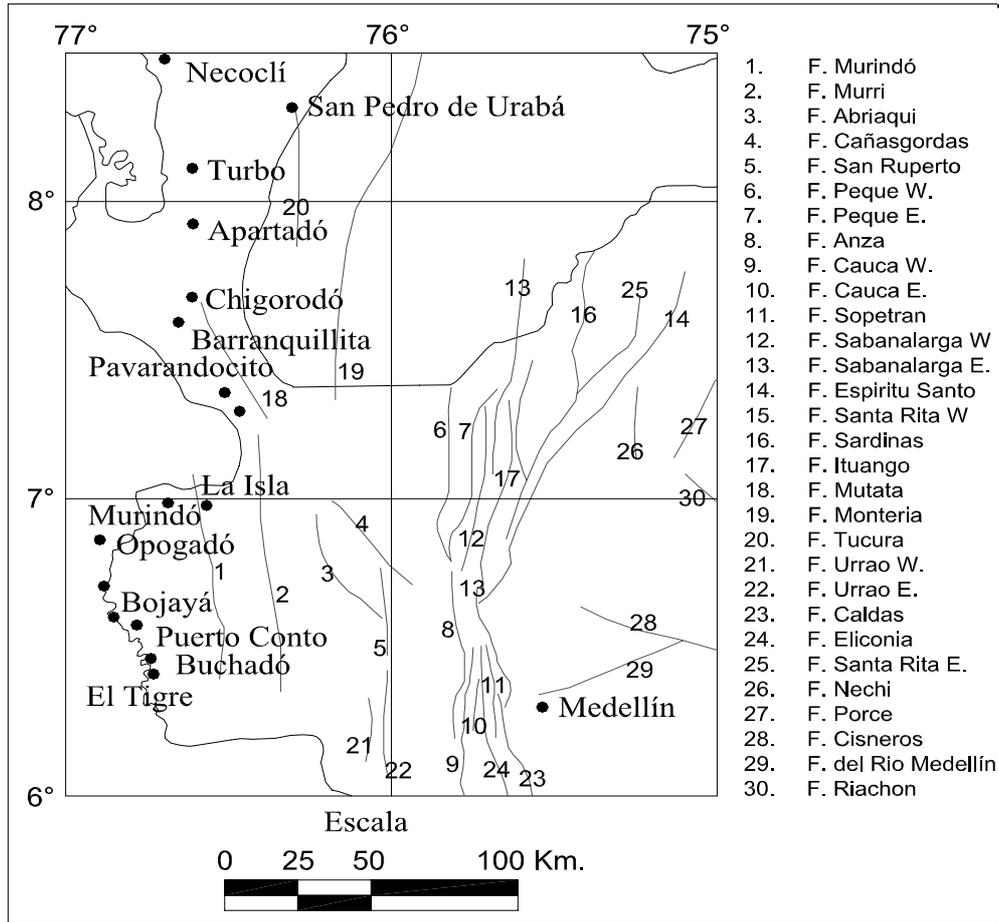


FIGURA 2. Fallas y sistemas de fallas asociadas a la zona del noroccidente colombiano.

La falla de mayor importancia es la de Murindó, al cual se le han atribuido sismos fuertes y destructores, y los más característicos son los del 17 y 18 de octubre de 1992, los cuales fueron asociados a rupturas a lo largo de planos de falla inversos. El grado de actividad se desconoce, pero parece que es bajo (Page, 1986).

**MARCO TEÓRICO**

Para comprender la naturaleza física del proceso sísmico, son importantes los métodos estadísticos de investigación de la distribución espacial basados en el análisis de cantidades integrales como índice de actividad sísmica  $A$ , densidad de energía sísmica liberada y el valor de las deformaciones, entre otras (Coral, 1987).

La relación entre la cantidad de energía o magnitud con la frecuencia en la ocurrencia de los sismos se expresa a partir de la energía sísmica mediante la relación

$$\text{Log } N = \text{Log } A - \gamma (K_{\min} - K_o) \quad (1)$$

Cuando  $K_{\min} \leq K \leq K_{\max}$

donde  $N$  es el número de sismos,  $A$  la actividad sísmica (sismos por año),  $\gamma$  pendiente del gráfico de ocurrencia,  $K_o$  una clase energética definida por una clase de sismos (generalmente se emplea  $K_o = 10, K_o = 13, K_o = 15$ , para los cuales la actividad sísmica corresponde a  $A_{10}, A_{13}$  y  $A_{15}$ ). La expresión que relaciona la ecuación (1) con la magnitud se representa con la relación de Gutenberg-Richter (Bullen & Bolt, 1985), que es igual a

$$\text{Log } N = a - bM \quad (2)$$

El parámetro  $b$  se relaciona con la peligrosidad de la zona y puede variar entre 0,3 y 1,5, en el cual los valores bajos se relacionan con altas liberaciones de esfuerzos deformantes.

De esta forma, la cantidad análoga a  $K_o$  en (1) es igual a cero. Para transformar el valor de magnitud en (2) a la clase energética  $K$  en (1) o viceversa, se emplea la expresión dada por Rautian (1960):

$$K = 4 + 1,8M \quad (3)$$

donde  $K = \log E$ , y  $E$  es la energía sísmica liberada. A partir de las ecuaciones (1) y (2) y reemplazando a  $K$  en la expresión (1), se obtiene

$$\gamma = \frac{b}{1,8} \quad (4)$$

La actividad sísmica se considera como la cantidad de eventos de determinado rango de clase energética que ocurren en una fuente sismogénica por unidad de volumen o un área durante un intervalo de tiempo. Según Risnichenko (1964) y Zajarova (1972), su expresión matemática es

$$A = \frac{1 - 10^{-\gamma}}{10^{-\gamma(K_{min} - K_o)}} \left( \frac{SN_{\Sigma}}{\Delta ST} \right) \quad (5)$$

donde,  $N_{\Sigma}$  es el número de eventos empleados en el estudio que, comenzando en la clase  $K_{min}$  y superior, caen en la ventana espacio - temporal dada  $\Delta T$ .  $K_o$  es la clase de eventos para la cual se define la actividad  $A$ ,  $S$  es la unidad de área normalizada (para A10 es igual a 1.000 km<sup>2</sup>), y  $\Delta S$  es el área de estudio igualmente expresada en km<sup>2</sup>.

La deformación sismotectónica describe la deformación producida por eventos sísmicos en una fuente sismogénica determinada (Mezcua et al., 1991). La magnitud de la velocidad media de deformación de un volumen fue definida por Kostrov (1975) y retomada por Kostrov & Das (1988), mediante la relación:

$$\bar{\epsilon} = \frac{1}{2\mu\Delta V\Delta T} \sum_{k=1}^N M_{ij}^k \quad (k = 1, 2, \dots, N) \quad (6)$$

donde,  $M_{ij}^k$  es el tensor de momento sísmico ocurrido en un volumen  $\Delta V$  y un lapso de tiempo  $\Delta T$ ,  $\mu$  es el módulo de rigidez, el cual varía su valor dependiendo si en la región se presentan sismos superficiales, intermedios o profundos. Según Aki & Richards (1980), las componentes del tensor de momento sísmico se definen

a partir de los ángulos  $\phi$ ,  $\delta$ ,  $\lambda$ , que representan rumbo, buzamiento y deslizamiento del plano de falla, respectivamente. En forma de coordenadas cartesianas, dichas componentes se expresan de la siguiente manera:

$$\begin{aligned} M_{xx} &= -M_o(\text{sen}\delta \cos \lambda \text{sen}2\phi + \text{sen}2\delta \text{sen}\lambda \text{sen}^2\phi), \quad (7) \\ M_{xy} &= M_o(\text{sen}\delta \cos \lambda \cos 2\phi + \frac{1}{2} \text{sen}2\delta \text{sen}\lambda \text{sen}2\phi) = M_{yx}, \\ M_{xz} &= -M_o(\cos \delta \cos \lambda \cos \phi + \cos 2\delta \text{sen}\lambda \text{sen}\phi) = M_{zx}, \\ M_{yy} &= M_o(\text{sen}\delta \cos \lambda \text{sen}2\phi - \text{sen}2\delta \text{sen}\lambda \cos^2 \phi), \\ M_{yz} &= -M_o(\cos \delta \cos \lambda \text{sen}\phi - \cos 2\delta \text{sen}\lambda \cos \phi) = M_{zy}, \\ M_{zz} &= M_o \text{sen}2\delta \text{sen}\lambda. \end{aligned}$$

donde  $M_o$  es el momento sísmico escalar dado por la relación

$$M_o = \mu A \bar{u} \quad (8)$$

Por otro lado, Voronina et al. (1990) definieron las componentes de la velocidad media de deformación mediante las expresiones

$$\begin{aligned} V_z &= \frac{1}{2\mu ST} \left( \overline{\text{sen}^2 \delta t} - \overline{\text{sen}^2 \delta p} \right) \sum_{i=1}^N M_{oi} \quad (9) \\ V_y &= \frac{1}{2\mu ST} \left( \overline{\cos^2 \delta t \cos^2 \phi t} - \overline{\cos^2 \delta p \cos^2 \phi p} \right) \sum_{i=1}^N M_{oi} \\ V_x &= \frac{1}{2\mu ST} \left( \overline{\cos^2 \delta t \text{sen}^2 \phi t} - \overline{\cos^2 \delta p \text{sen}^2 \phi p} \right) \sum_{i=1}^N M_{oi} \\ V_{hor}^2 &= V_x^2 + V_y^2 \\ Y &= \arccos \left( \frac{V_y}{V_{hor}} \right) \end{aligned}$$

Donde:  $V_z$  es la componente vertical de velocidad,  $V_y$  componente horizontal de la velocidad,  $V_x$  componente de velocidad en dirección este,  $V_{hor}$  es la velocidad resultante en la horizontal,  $Y$  es el azimut o dirección de la velocidad horizontal resultante,  $\sum M_{ij}$  es el tensor de momento sísmico,  $\phi$  es el rumbo de los ejes  $p$  y  $t$ , y  $\delta$  el *plunge* respectivo,  $\mu$  el módulo de rigidez del medio,  $S$  el área de la fuente sismogénica dada por la expresión

$$S = LH \text{sen}\alpha$$

donde  $L$  es la longitud de la fuente sismogénica,  $H$  corresponde a la diferencia entre la profundidad mínima y máxima de los sismos generados en la fuente y  $\alpha$  es el ángulo de inclinación de la fuente sismogénica.

## SISMICIDAD

Aunque la historia sísmica de la región no es muy amplia en cuanto al número de sismos, es preciso decir que de los pocos sismos que allí se generan, varios de ellos han sido de gran intensidad, muestran fuertes efectos sismológicos, y dejan víctimas y cuantiosos daños.

Uno de los sismos más representativos de la zona es el ocurrido el 7 de septiembre de 1882, el cual fue sentido intensamente en el Istmo de Panamá y en gran parte de los departamentos del Chocó y Antioquia. Los posibles efectos sismológicos causados por el evento se ven reflejados en el hecho que cerca de la población de Riosucio, a unos 70 km del Mar Caribe, se abriera un pequeño cráter, y en otra gran parte de la región del Atrato se produjeran algunas erupciones de arena y cenizas. Igualmente, en la región del Golfo de Urabá, una fuente termal se desbordó e inundó completamente la localidad (Ramírez, 1975); estos fenómenos pueden ser interpretados como efectos de licuación, muy característicos en la zona.

El 12 de julio de 1974, a las 20h 19m 36s se registró un sismo con magnitud de 6,5 en la escala de Richter. Su epicentro se localizó cerca de la población de Juradó en el Departamento del Chocó (Ramírez, 1975).

El 17 de octubre de 1992 ocurrió un sismo en la región de Murindó a las 4h 34m, el cual tuvo una magnitud  $M_s = 6,6$ , que ocasionó graves daños a las edificaciones del Municipio de Murindó y poblaciones vecinas.

Al día siguiente, 18 de octubre a las 11h 12 m, el territorio colombiano fue sacudido por un fuerte terremoto. La zona epicentral está localizada cerca del Municipio de Murindó, y la magnitud del evento sísmico reportada es  $M_s = 7,2$ .

Al igual que en el sismo de 1882, en la mayor parte de la región afectada por los sismos del 17 y 18 de octubre de 1992, reconocida desde Bojayá hasta Urabá, se presentaron un sinnúmero de fenómenos relacionados con licuación de suelos (Coral & Salcedo, 1992).

Además de estos aspectos históricos, en el análisis de la sismicidad se determina la frecuencia de ocurrencia de eventos sísmicos menores ( $M_s \geq 3,0$ ), producidos en la zona, para lo cual se tomó el catálogo sísmico del INGEOMINAS (1999); los rangos de magnitud se tomaron de 0,5 grados sólo para el período entre 1900 y 1995 (FIGURA 3, TABLA 1).

La regresión de la recta, de la forma de Gutenberg y Richter, obtenida a partir del método de mínimos cuadrados es:

$$\text{Log}N = 3,96 - 0,53M_s \quad R^2 = 0,98$$

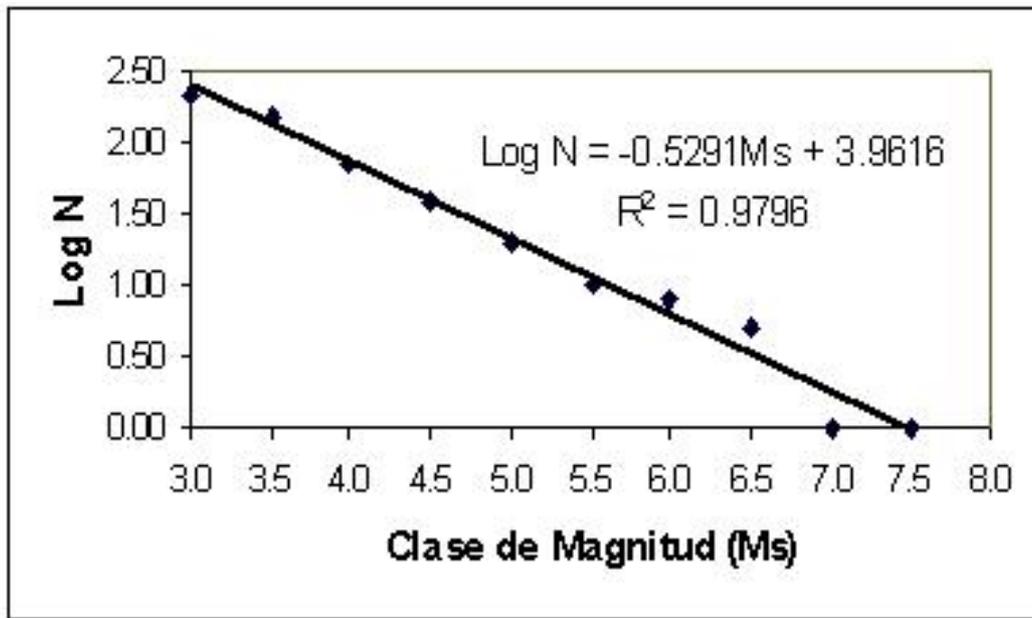
**TABLA 1.** Número acumulado de sismos por marca de clase de magnitud  $M_s \geq 3,0$  de los eventos ocurridos en el área de estudio.

Marca de clase Magnitud	N	Log N
3,0	210	2,322
3,5	146	2,164
4,0	69	1,839
4,5	37	1,568
5,0	20	1,301
5,5	10	1
6,0	8	0,903
6,5	5	0,699
7,0	1	0

Esta ecuación, que tiene un nivel de confiabilidad aproximado del 98%, muestra que en la zona es probable la ocurrencia de un sismo con magnitud de 7,5, valor compatible con el obtenido por Salcedo (1992) al resolver el problema de peligro sísmico de todo el territorio colombiano.

Según Duque-Caro (1990), la sismicidad en el noroccidente Colombiano se debe a la acumulación de esfuerzos resultantes de la acreción de un arco de islas, conocido como Bloque Chocó, a la parte noroccidental de la Cordillera Occidental durante el Mioceno medio. Autores como Page (1986) no reconocen una subducción de la placa de Nazca en Suramérica más allá de los 6° N de latitud, y Pennington (1981) sugiere que la sismicidad en esta área es difusa y compleja, ocasionada por fallamiento que origina compresión este - oeste, lo que significa que estas hipótesis suponen que los sismos generados en la región de Murindó no son ocasionados por subducción, sino que son producto de la convergencia de las placas y microplacas antes mencionadas.

Es importante resaltar que las hipótesis anteriores se correlacionan con la tendencia de las fallas Murindó y Murrí, las cuales son N - S, debido a que los esfuerzos en dirección SE/NW generan rupturas con desplazamientos y sentidos norte - sur, por lo cual, el empuje que realiza el Bloque Chocó en dirección SE genera, por consiguiente, esfuerzos y posteriormente rompimiento en el noroccidente de Suramérica.



**FIGURA 3.** Gráfico de frecuencia de ocurrencia de sismos acumulados en la región de estudio para eventos con magnitud ( $M_s \geq 3,0$ ) comprendidos en el período entre 1900 a 1995.

## SOLUCIÓN DE MECANISMOS FOCALES

Para determinar la deformación de la zona se emplearon 16 soluciones de mecanismos focales entre 1977 y 1996, con magnitudes superiores a 3,9 y de profundidad superficial, obtenidos a partir de los datos existentes en la Universidad de Harvard, NEIC, y el I.S.C. (TABLA 2 y FIGURA 4).

Los mecanismos focales determinados para la zona de estudio reflejan las deformaciones en el interior de la Tierra y la actividad tectónica, determinada por las placas y las fallas, como se mencionó anteriormente. Las soluciones de los mecanismos en el noroeste suramericano determinan los planos de falla, los cuales muestran que no hay un patrón de mecanismo único; sin embargo, se puede establecer que el tipo más característico, correspondiente al 56,2%, muestra movimiento de rumbo sinestrolateral. Del total de los mecanismos obtenidos, sólo el 6,2% de las soluciones son compatibles con rupturas de tipo normal, mientras que el 37,5% son de tipo inverso. Para el análisis se tuvieron en cuenta valores del Azimut  $\phi$  medido desde el norte en el sentido de las manecillas del reloj, así como buzamiento  $\delta$  y deslizamiento  $\lambda$  medidos desde la horizontal sobre el plano de falla. Este último define el sentido de la falla y es positivo si el foco corresponde al tipo inverso y negativo al tipo normal (TABLA 3).

## GEODESIA SATELITAL GPS

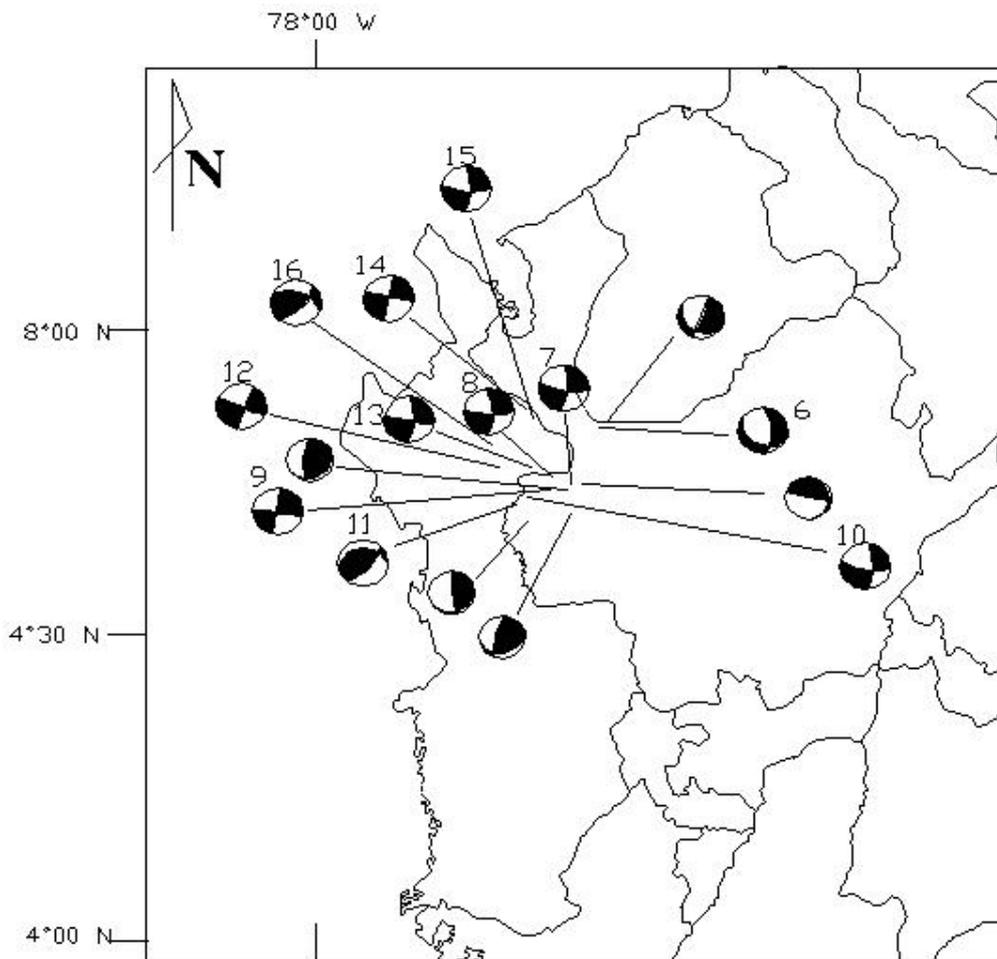
La geodesia satelital GPS es empleada para determinar posiciones y velocidades relativas de un punto con respecto a otro fijo. En el norte de Los Andes y en América Central se ha empleado con éxito la tecnología GPS con el objetivo de proveer medidas directas de desplazamiento de los movimientos de las placas y la deformación intraplaca.

La zona de estudio incluye el área de interacción compleja entre las placas Caribe, Nazca y Suramérica. Los datos de GPS empleados en este estudio corresponden al proyecto CASA (Central and South America GPS Project), el cual se inició en 1988 con la participación de diferentes organizaciones de 13 países para realizar mediciones en América y Europa con el fin de obtener medidas de deformación en el norte de Los Andes, valores de subducción de las placas Cocos y Nazca bajo Centro América y Suramérica, movimientos relativos entre placas, medidas de elevación en el Bloque Norte de Los Andes, así como la distribución de esfuerzos a lo largo de la margen continental del Bloque Norte de Los Andes (Mora, 1995b).

La información GPS fue procesada empleando el software científico conocido como GIPSY-OASIS II, desarrollado por JPL-NASA, empleando los datos correspondientes a la red CASA y GEORED, así como

**TABLA 2.** Eventos sísmicos empleados para el análisis de mecanismos focales.

No.	Día	Mes	Año	Hora	Min	Seg	Latitud	Longitud	Prof. (km)	Ms
1	31	8	77	0	42	5	7,38	-76,21	30	6,4
2	1	9	77	17	37	10	7,38	-76,23	39	4,9
3	27	4	81	22	53	12	7,02	-76,43	5	4,8
4	25	8	81	17	29	3	7,05	-76,54	4	5,0
5	25	8	81	16	54	38	6,94	-76,60	33	5,0
6	27	8	81	13	52	40	6,89	-76,73	33	4,8
7	17	4	84	19	46	27	6,93	-76,50	33	4,2
8	29	1	86	13	34	10	6,86	-76,73	10	5,3
9	19	3	87	1	28	52	6,78	-76,47	10	4,2
10	19	3	87	9	53	1	6,97	-76,41	33	3,9
11	17	10	92	8	32	39	6,84	-76,80	33	6,7
12	18	10	92	15	11	59	7,09	-76,90	10	7,3
13	13	9	94	10	1	34	7,08	-76,71	33	5,6
14	19	3	95	17	4	7	7,47	-76,74	33	4,9
15	23	3	95	2	8	34	7,41	-76,70	10	4,0
16	13	5	96	4	53	47	7,23	-76,95	58	5,1



**FIGURA 4.** Mapa de los mecanismos focales para la región del noroccidente colombiano. Cuadrantes compresivos en tono oscuro y cuadrantes distensivos en tono claro. El número en cada evento corresponde a la numeración de las **TABLAS 2 y 3** (soluciones tomadas de Harvard, ISC y NEIC).

una parte de la red global como estaciones de referencia. Los información empleada en este trabajo corresponde a mediciones realizadas en los períodos comprendidos entre 1991-1994 (Mora 1995a, b) 1994-1996 (Mora et al., 1997), y reprocesamiento 1991-1998 y actualización del ITRF (Trenkamp et al., 2000). Los datos obtenidos determinan el movimiento de las placas Nazca y Caribe con respecto a Suramérica, y se obtienen valores de desplazamiento entre 50 a 60 mm/año para Nazca, y 15 a 20 mm/año para la placa Caribe. La convergencia de las placas con estas velocidades de desplazamiento genera un régimen de esfuerzos regionales, que son los que originan la gran sismicidad de la zona.

La TABLA 4 muestra la distancia y la dirección de los vectores de desplazamiento de las estaciones con respecto a Villavicencio, tomada esta estación como punto fijo sobre

la placa Suramericana, (FIGURA 5); en la cual se aprecia claramente los grandes desplazamientos en dirección E y NE de las estaciones ubicadas en el Bloque Norte de Los Andes y en el Bloque Panamá - Costa Rica.

Por otra parte, la TABLA 5 muestra los vectores de desplazamiento con respecto a Rionegro, tomado como punto fijo localizado en el Bloque Norte de Los Andes (FIGURA 6). Aquí se observa la probable influencia de la placa Caribe en el Bloque Norte de Los Andes, evidenciada por los vectores de Cartagena (CART) y Montería (MONT), con un vector de movimiento bajo en dirección SE. De igual manera, la tasa de movimiento de Bloque Panamá-Costa Rica con relación al Bloque Norte de Los Andes permite observar una componente en dirección E-SE, evidenciada a partir de las estaciones de ALBR, AMT y FLAM, también de baja magnitud.

**TABLA 3.** Solución del mecanismo focal de los eventos empleados para el análisis de la deformación.

No.	FECHA			EJES P Y T		PLANO DE FALLA				
	Día	Mes	Año	Azimut	Plunge	$\phi$	$\delta$	$\lambda$	Tipo	Fuente
1	31	8	77	P 293° T 82°	P 44° T 42°	7°	89°	-74°	Normal	I.S.C
2	1	9	77	P 321° T 88°	P 44° T 32°	22°	83°	-61°	Normal Lateral- zquierda	I.S.C
3	27	4	81	P 322° T 231°	P 18° T 3°	5°	75°	-11°	Lateral- izquierda	I.S.C
4	25	8	81	P 316° T 223°	P 20° T 7°	358°	71°	-9°	Lateral- izquierda	I.S.C
5	25	8	81	P 138° T 46°	P 5° T 15°	183°	76°	7°	Lateral- izquierda	I.S.C
6	27	8	81	P 316° T 226°	P 20° T 0°	3°	76°	14°	Lateral- izquierda Normal	I.S.C
7	17	4	84	P -73° T 87°	P 33° T 55°	189°	79°	80°	Inversa	I.S.C
8	29	1	86	P -88° T 76°	P 39° T 49°	175°	85°	82°	Inversa	I.S.C
9	19	3	87	P -60° T 83°	P 28° T 56°	196°	75°	72°	Inversa	I.S.C.
10	19	03	87	P 206° T 359°	P 37° T 49°	350°	15°	155°	Inversa	I.S.C.
11	17	10	92	P 153° T 266°	P 15° T 55°	39°	67°	56°	Inversa	NEIC
12	18	10	92	P 336° T 66°	P 8° T 3°	21°	86°	-8°	Lateral- izquierda	NEIC
13	13	9	94	P 320° T 224°	P 12° T 24°	4°	64°	9°	Lateral- izquierda	Harvard
14	19	3	95	P -34° T 236°	P 0° T 0°	281°	90°	-180°	Lateral- izquierda	Harvard
15	23	3	95	P 314° T 45°	P 3° T 20°	358°	78°	17°	Lateral- izquierda	Harvard
16	13	5	96	P 165° T 260°	P 4° T 53°	45°	59°	46°	Inversa	Harvard

## CÁLCULOS

Para los cálculos se ha escogido una zona de estudio comprendida entre las coordenadas  $[8,5^\circ - 6,0^\circ]N$  y  $[77,0^\circ - 75,0^\circ]W$ , que cubre un área de aproximadamente 61.605 km<sup>2</sup>. El espesor de la fuente fue dado por la diferencia de profundidad de los sismos registrados, la cual es 54 km. El volumen es el producto del área y el espesor y es igual a 3'326.670 km<sup>3</sup>. Se debe tener en cuenta que el módulo de rigidez estimado del medio para sismos superficiales es de  $3 * 10^{11}$  dinas - cm.

### Actividad sísmica ( $A_{10}$ )

Del gráfico de ocurrencia de sismos se obtiene la ecuación que corresponde a la línea recta

$$\text{Log}N = 3,96 - 0,53Ms \quad R^2 = 0,98$$

donde,  $b = 0,53$ . El valor  $\gamma$  utilizando la ecuación (4) es igual a 0,29;  $M_{min}$  corresponde a la magnitud 3,5, el cual

**TABLA 4.** Componentes de velocidad, resultante y azimut medidos con respecto a Villavicencio, tomado como punto fijo, sobre la placa Suramericana. **Figura 5.**

Estación	Vel. Este (mm/año)	Vel. Norte (mm/año)	Resultante (mm/año)	Azimut
ALBR	22,06	1,96	22	85
BHSL	12,67	6,15	14	64
BOGO	5,78	3,82	7	57
BUCM	9,27	4,75	10	63
BUEN	4,51	7,02	8	33
CALI	0,08	7,66	8	1
CART	15,10	0,19	15	89
CHEP	29,04	5,36	30	80
CHIT	30,48	3,22	31	84
DAVI	31,80	9,86	33	73
ELBA	0,48	9,38	9	3
ESME	20,83	5,73	22	75
GALA	58,18	2,52	58	88
JERS	7,48	4,31	9	60
LAGO	0,59	1,33	1	24
LATA	6,51	2,5	7	69
MALS	53,62	3,96	54	86
MERI	4,99	4,19	7	50
MONT	16,51	1,67	17	84
MZAL	17,92	7,28	19	68
PAST	4,68	6,04	8	38
PPYN	0,47	7,78	8	3
RION	14,09	4,91	15	71
SANA	19,18	-1,96	19	96
TUMA	16,08	2,11	16	83
URIB	4,66	0,95	5	78
VDUP	10,10	6,55	12	57

representa el mínimo valor de detección instrumental para Colombia (Salcedo et al., 1997). De los datos se obtuvo un  $M_o = 3,0$  (mínimo valor de magnitud de los sismos del área), por lo tanto, a partir de (3) se obtuvo para  $K$  un valor de 9,4 y para  $K_{min}$  de 10,3,  $N_{\Sigma}$  es igual a 210 sismos. Recordar que el período de la sismicidad analizada está comprendido entre 1900 y 1995. Así, la actividad sísmica  $A_{10}$  calculada a partir de (5) es:

$$A_{10} = 3,2 * 10^{-2} \text{ sismos/año}$$

### Tensor de momento sísmico

De acuerdo con las relaciones (7), en la TABLA 6 se presentan los valores de las componentes del tensor de momento sísmico de cada terremoto analizado en la zona. Así, el tensor de momento sísmico resultante tiene la forma

$$M_{ij} = \begin{bmatrix} 2,02 & -0,008 & -1,39 \\ 0,008 & -0,33 & -0,87 \\ 1,39 & 0,87 & 1,69 \end{bmatrix} * 10^{26} \text{ dinas-cm}$$

**TABLA 5.** Componentes de velocidad, resultante y azimut medidos con respecto a Rionegro, tomado como punto fijo, sobre el Bloque de Los Andes. **Figura 6.**

Estación	Vel. Este (mm/año)	Vel. Norte (mm/año)	Resultante (mm/año)	Azimut
ALBR	7,97	-2,95	8	110
BHSL	-1,42	1,24	2	311
BOGO	-8,31	-1,09	8	263
BUCM	-4,82	-0,16	5	268
BUEN	-9,58	2,11	10	282
CALI	-14,01	2,75	14	281
CART	1,01	-4,72	5	168
CHEP	14,95	0,45	15	88
CHIT	16,39	-1,69	16	96
DAVI	17,71	4,95	18	74
ELBA	-13,61	4,47	14	288
MONT	2,42	-3,24	4	143
MZAL	3,83	2,37	5	58
SANA	5,09	-6,87	9	143
URIB	-9,43	-3,96	10	247
VDUP	-3,99	1,64	4	292
VILL	-14,09	-4,91	15	251

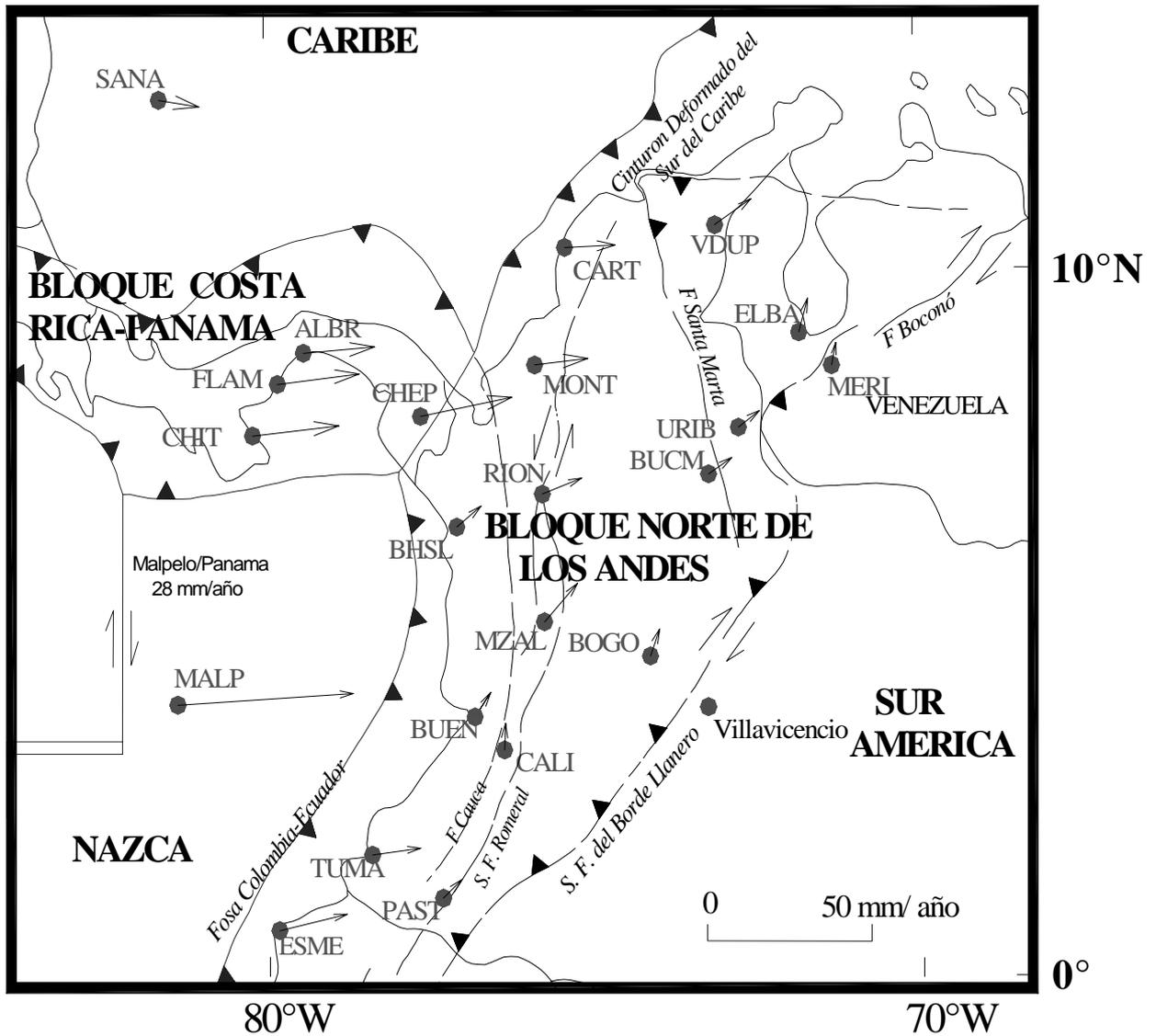


FIGURA 5. Tasa de desplazamientos (mm/año) relativos a Villaviciencia (modificado de Mora, 1995 y Trenkamp et al., 2000).

El momento sísmico escalar se obtuvo a partir de un ajuste por mínimos cuadrados (FIGURA 7), teniendo en cuenta los datos reportados por las respectivas agencias sismológicas para algunos eventos sísmicos; la expresión obtenida en este caso es:

$$\text{Log}M_0 = 20,47 + 0,812Ms \quad R^2 = 0,8447$$

La ecuación anterior da un nivel de confiabilidad del 84%. El valor del momento sísmico escalar es igual a  $4,145 \cdot 10^{26}$  dinas-cm, determinado de la sumatoria de los momentos estimados para cada uno de los sismos analizados en este estudio.

#### Velocidad de deformación

La velocidad de deformación sismotectónica calculada a partir de (6) sería de la forma

$$\bar{\epsilon} = \frac{1}{2(3,0 \cdot 10^{11} \text{ dinas / cm}^2) \cdot (3,33 \cdot 10^{21} \text{ cm}^3) \cdot 19 \text{ años}} \sum_{k=1}^N M_{ij}^k \quad (k = 1, 2, \dots, N)$$

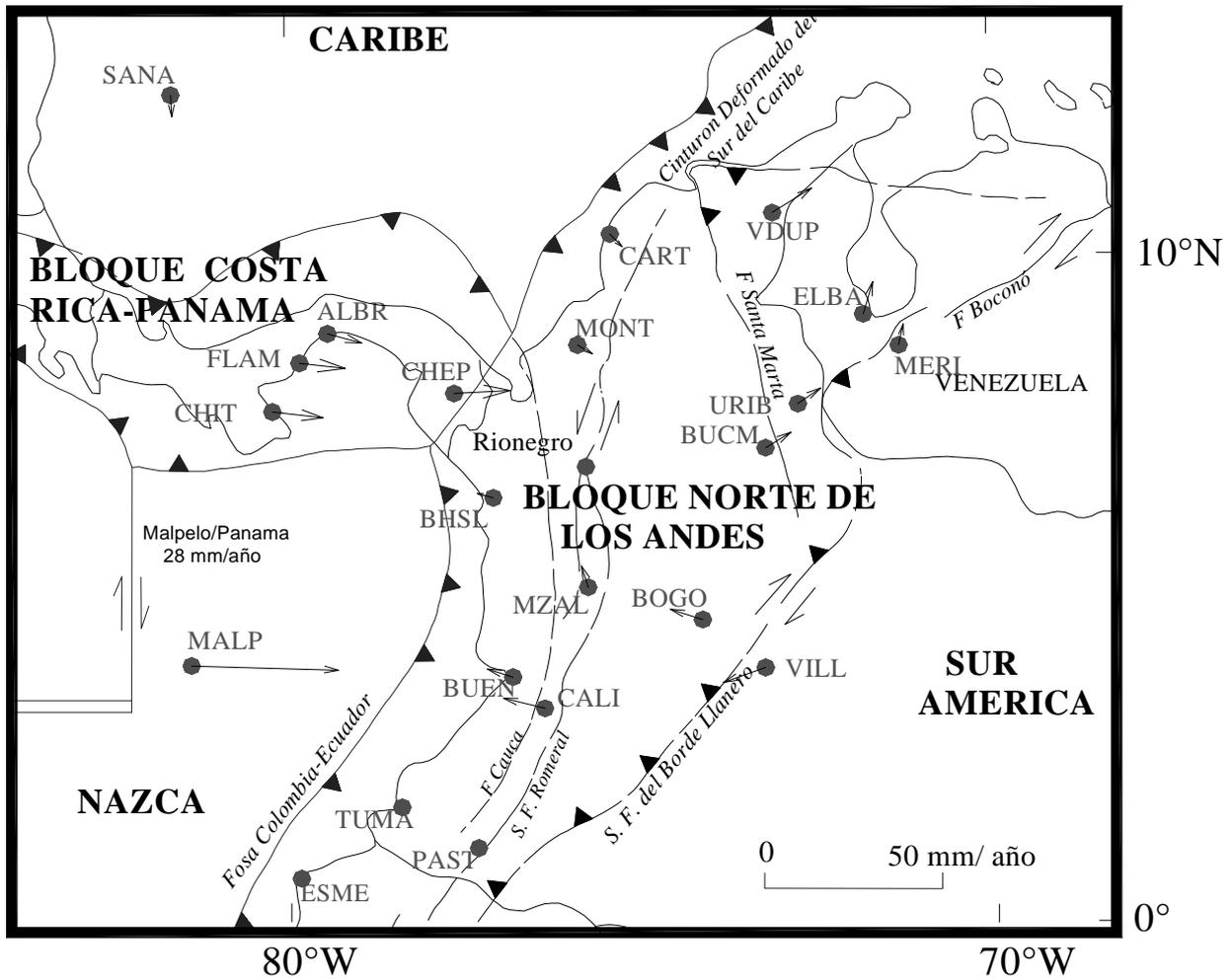


FIGURA 6. Tasa de desplazamientos (mm/año) relativos a Rionegro (modificado de Mora, 1995 y Trenkamp et al., 2000).

En este caso  $\Delta T$  es de 19 años, que corresponde a la diferencia de tiempo entre el sismo utilizado. Así, el tensor de las componentes de velocidad media de deformación es

$$\overline{\epsilon}_{ij} = \begin{bmatrix} 5,32 & -0,02 & -3,66 \\ 0,02 & -0,88 & -2,30 \\ 3,66 & 2,30 & -4,44 \end{bmatrix} * 10^{-9} \text{ años}^{-1}$$

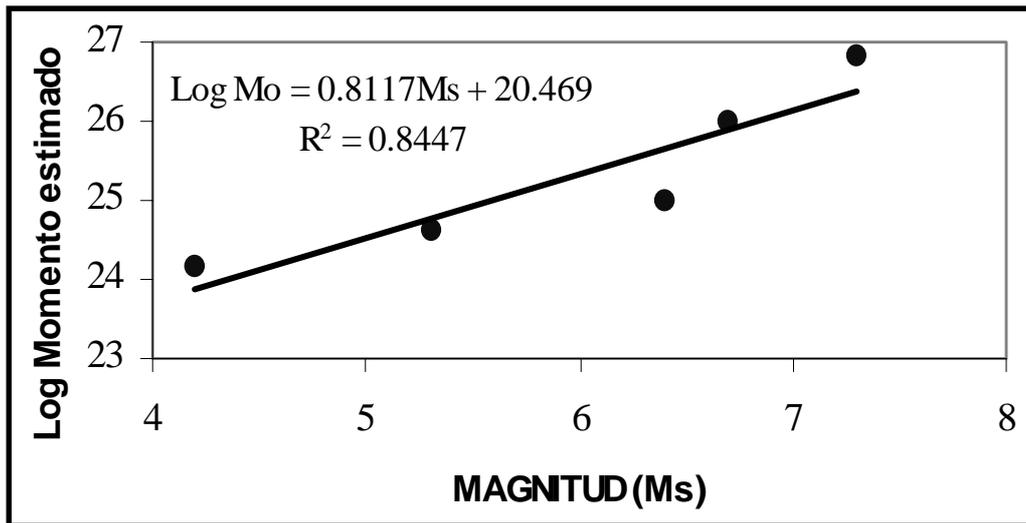
Los componentes de esta velocidad tienen los ejes X orientados hacia el norte, Y hacia el este y Z hacia el centro de la Tierra. Por lo tanto, se puede deducir que la componente predominante de la deformación sismotectónica es compresiva en la dirección N-S ( $e_{xx} = e_{11} = 5,32$ ), que ocurre con una velocidad de 1,4763

mm/año. Este resultado es concordante con el marco tectónico de la zona, el cual determina que en el noroccidente colombiano el mayor régimen de esfuerzos es generado por la acreción del Bloque Chocó, que hacía parte de un arco de islas proveniente de Centroamérica al flanco noroccidental de la Cordillera Occidental, además del movimiento este de la placa Caribe con respecto al noroccidente de Sur América durante el Mioceno temprano y medio, fue parcialmente absorbido por la subducción de la litosfera oceánica bajo la esquina noroccidental de Suramérica (Pindel & Barret, 1990, en Taboada et al., 2000).

El aumento o la extensión del espesor de la capa sismogénica ( $e_{zz} = e_{33} = -4,44$ ) es bastante notorio en relación con al anterior valor de velocidad de deformación. Tal proceso ocurre a una velocidad de 0,23976 mm/año.

**TABLA 6.** Componentes del tensor de momento sísmico de los sismos empleados en este estudio.

No.	FECHA	Mxx	Mxy = Myx	Mxz = Mzx	Myy	Myz = Mzy	Mzz	Mo Estimado
1	310877	-2,39E+25	1,41E+25	1,12E+25	-1,59E+25	-1,90E+25	3,98E+25	4,61E+25
2	010977	1,22E+22	-6,98E+23	-2,00E+23	-1,31E+24	2,36E+24	1,30E+24	2,79E+24
3	270481	1,52E+24	-4,28E+23	1,55E+24	1,35E+23	4,68E+23	-1,65E+24	2,31E+24
4	170484	-8,31E+23	-2,84E+24	-7,80E+23	1,56E+22	1,24E+24	8,15E+23	3,36E+24
5	290186	-2,47E+24	1,10E+24	-2,04E+24	4,09E+23	-9,23E+23	2,06E+24	3,36E+24
6	190387	7,45E+21	1,29E+23	1,42E+23	-2,15E+24	-8,53E+23	2,14E+24	2,31E+24
7	170484	1,08E+23	1,42E+23	1,54E+23	4,89E+23	-4,34E+23	-5,97E+23	7,55E+23
8	290186	-1,35E+24	1,06E+24	4,69E+24	7,16E+23	-3,38E+24	6,40E+23	5,90E+24
9	190387	-6,13E+22	-3,80E+23	1,04E+23	1,98E+23	6,78E+23	-1,37E+23	7,55E+23
10	190387	-2,67E+23	2,25E+23	-1,04E+22	-1,04E+23	1,69E+23	3,71E+23	4,31E+23
11	171092	6,49E+25	6,83E+25	-9,31E+24	-2,76E+25	3,96E+25	-3,73E+25	8,07E+25
12	181092	1,52E+26	-8,06E+25	-1,37E+26	2,16E+25	-1,06E+26	-1,73E+26	2,47E+26
13	130994	6,81E+24	-1,53E+24	-4,644E+24	-9,88E+24	-8,63E+23	3,07E+24	1,03E+25
14	190395	2,25E+24	1,78E+24	-1,19E+24	-4,53E+23	9,68E+23	-1,79E+24	2,79E+24
15	230395	-1,18E+22	-7,96E+22	-8,82E+22	4,52E+23	2,51E+23	-4,40E+23	5,19E+23
16	130596	3,60E+24	-1,01E+24	-1,30E+24	-6,67E+21	-7,87E+23	-3,59E+24	4,06E+24
	<b>TOTALES</b>	<b>2,02E+26</b>	<b>-7,82+23</b>	<b>-1,39E+26</b>	<b>-3,35E+25</b>	<b>-8,69+25</b>	<b>-1,69E+26</b>	<b>4,145E+26</b>



**FIGURA 7.** Relación Magnitud – Momento obtenida por ajuste de los mínimos cuadrados, a partir de los datos de momento sísmico tomado de I.S.C., NEIC y Universidad de Harvard.

La componente de deformación dada por el empuje este-oeste, que posiblemente genera la placa Nazca sobre el continente Suramericano no es muy significativa; sin embargo, la velocidad con la cual imprime deformaciones en el continente es del orden de  $0,1954 \text{ mm/año}$ , lo que hace pensar que si bien la placa Nazca no subduce directamente en esta parte del continente, sí puede estar generando hacia la zona de estudio una alta compresión a través de la masa rocosa del bloque de la Serranía del Baudó, que puede estar operando como un fuerte acunamiento. Los movimientos verticales son mayores en el plano XY que en el plano YZ ( $e_{13} > e_{23}$ ).

Con el propósito de ilustrar al lector la manera más simple de calcular las velocidades de deformación señaladas anteriormente, se utilizan las relaciones (9), que corroboran los valores obtenidos. Así, se obtuvieron los siguientes resultados:

Componente vertical	$V_z = 0,23976 \text{ mm/año}$
Componente norte	$V_x = 1,4763 \text{ mm/año}$
Componente este	$V_y = 0,1954 \text{ mm/año}$
Velocidad resultante	$V_{\text{hor}} = 1,49 \text{ mm/año}$
Azimut	$Y = 7^\circ 41' 34,12''$

Los datos obtenidos mediante geodesia satelital son mayores que los calculados por el tensor de momento, probablemente debido a que las estaciones de GPS, por su ubicación regional, generan velocidades de desplazamiento correspondientes a esfuerzos regionales, mientras que los resultados del tensor muestran un área local, con deformaciones naturalmente locales. Además, es de suponer que en la región noroccidental del continente Suramericano se presenta una alta viscosidad que disminuye el flujo de deformación, asunción que es sustentada en las bajas velocidades obtenidas en este trabajo, lo que puede estar explicando el hecho que con la ocurrencia de fuertes sismos en la zona, se manifieste el fenómeno de licuación del suelo. Por lo tanto, a mayor viscosidad hay mayor resistencia al movimiento, lo que implica menor flujo de deformación local.

Debido a que la velocidad de deformación se debe principalmente a la acción de los esfuerzos originados en la parte norte de la zona, el bajo azimuth calculado es interpretado por la acción de la placa Caribe, la cual según A. Taboada (2001) (comunicación personal) tiene

una densidad menor con respecto a las placas oceánicas que es en promedio de  $3,0$  a  $3,5 \text{ g/cm}^3$ , lo cual implica que al tratar de subducir en la placa continental, con una densidad promedio de  $2,6$  a  $2,8 \text{ g/cm}^3$ , genere un sobredensamiento y un ángulo bajo de inclinación.

## DISCUSIÓN

La deformación predominante encontrada para la fuente sismogénica de Murindó, a partir del cálculo del tensor de momento sísmico, muestra un proceso predominantemente compresivo en dirección N-S lo que indica la acción de esfuerzos provenientes de esa zona, los cuales pueden originarse por la acción de la placa Caribe o el Bloque Chocó. Este resultado se sustenta en los trabajos realizados por Taboada et al. (2000) y Vargas (2001), quienes determinan una acción principal del Bloque Chocó en esta área, y también es importante la subducción de la placa Caribe en la determinación de la sismicidad de la zona. El estudio realizado por Vargas concluye que la zona de sutura entre el norte suramericano y Centroamérica (Bloque del Chocó), es la zona de Falla Uramita, la cual tiene una dirección aproximadamente N-S, que al correlacionarse con el tensor de esfuerzos puede asociarse con la deformación directa que está ocasionando dicho Bloque sobre el noroeste suramericano.

Es importante anotar que considerando el mapa de isosistas para el sismo ocurrido el 18 de octubre de 1992, con una magnitud reportada de  $M_s=7,2$  en la escala de Richter, elaborado por Coral & Salcedo (1992), se deduce una atenuación de las ondas sísmicas en sentido este-oeste, y una transmisión en dirección aproximada nort-sur, aspectos que están acordes con los resultados de velocidad de deformación obtenidos.

Este resultado de velocidad de deformación, sustentado por los trabajos señalados, presenta algunas diferencias con los datos obtenidos mediante GPS, que probablemente corresponden a una acción principal de la placa Nazca, lo que indicaría esfuerzos provenientes del oeste, que no se correlacionan con lo obtenido en este estudio, debido a que en los resultados GPS estarían involucrados los esfuerzos regionales y no locales, los cuales no son posibles de ser determinados mediante esta técnica porque no se han podido recuperar algunas estaciones en la zona. Aunque el mapa de vectores de desplazamiento realizado, tomando como punto fijo a Rionegro, (estación más cercana al área de estudio)

muestra un movimiento en dirección SE de las estaciones de Cartagena y Montería ubicadas en la parte norte, la probable influencia del Bloque Panamá-Costa (parte noroeste del Bloque Chocó) se aprecia en las estaciones de ALBR y CHIT con direcciones generales ESE hacia el Bloque Norte de Los Andes.

Adicionalmente, y puntualizando en algunos datos obtenidos para este trabajo, se hace referencia a bajos valores en las componentes de las velocidades de deformación explicadas por el fracturamiento fuerte que ocasiona el choque de las placas y microplacas en el noroccidente de Suramérica, lo que genera grandes sismos, además de considerar la alta viscosidad presente en la zona lo que implica mayor resistencia al movimiento y, por consiguiente, disminución en el flujo de deformación. En cuanto a lo planteado en la introducción sobre la posible asociación entre la sismicidad originada en la zona y su relación con la Unión Triple del Darién (UTD), no fue posible establecerse durante este trabajo, por lo cual se hace necesario estudios posteriores que puedan confirmar o desvirtuar esta hipótesis.

## CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

El área de Murindó es una zona de choque de placas y microplacas, en la cual actúan principalmente esfuerzos provenientes del norte, evidenciado por la solución de los mecanismos focales.

La fuente sismogénica presenta una actividad sísmica muy alta; se obtuvo un valor de  $3,2 * 10^{-2}$  sismos/año, y una magnitud máxima probable de los sismos producidos por ella de 7,5 Ms, valor que debe ser empleado en futuros trabajos sobre evaluación de la amenaza sísmica.

El valor obtenido de  $b$  (0,53) es bajo y se relaciona con los altos valores de esfuerzos liberados. Este parámetro está relacionado con el campo de esfuerzos tectónicos y dependiendo de la región, la profundidad focal y el nivel de esfuerzos acumulados, puede variar entre 0,3 y 1,5, y los valores bajos están directamente relacionados con altos valores de esfuerzos liberados y viceversa.

El máximo valor del tensor de deformación corresponde a la componente  $M_{xx}$ , la cual tiene dirección norte, lo que puede explicarse por deformación de la placa Caribe, la cual está subduciendo bajo la placa Suramericana, e indica un concordante resultado en el tensor de

esfuerzos. También se puede correlacionar con el Choque de la microplaca Panamá-Costa Rica y el Bloque Chocó con el Bloque Norte de Los Andes, que genera una zona de deformación con dirección preferencial norte, lo cual se puede correlacionar con el resultado obtenido por el tensor de deformación.

Las bajas velocidades en la velocidad de deformación encontradas para el sector estudiado son probablemente debidas a la alta viscosidad y al fracturamiento que ocurre en la zona debido al tipo de roca, la cual es principalmente sedimentaria del Paleógeno - Neógeno, y por el choque de las placas Caribe y Suramericana, además de estar involucradas la microplaca Panamá - Costa Rica, El Bloque Chocó y el Norte de Los Andes.

Debido a la complejidad tectónica del área y a la deformación que está sufriendo el noroccidente suramericano, no se asignaron los sismos a una falla en particular, sino que se asume como un sistema de fallas que genera grandes sismos destructores, aunque para los sismos del 17 y 18 de octubre de 1992 es claro que se asocian a la Falla Murindó.

El ángulo de inclinación de la fuente obtenido de  $7^{\circ}41'$ , se podría relacionar con el bajo ángulo de subducción de la placa Caribe.

Los resultados muestran que el concepto de flujo sísmico de la masa rocosa es un metodología que puede ser empleada, y se obtiene buenos resultados en zonas de convergencia de placas, como ocurre en la zona noroccidental de Suramérica.

Debido a que la reactivación de la zona es reciente y genera bajos valores de deformación, pero un alto fracturamiento, se debe esperar que ocurra en un futuro una nueva reactivación, por lo cual, se podría tomar este trabajo como un aporte para trabajos posteriores.

Es recomendable el despliegue de algunas estaciones sismológicas, y ubicar otras de GPS y reocupar las existentes en cercanías a la zona de estudio con el fin de realizar un trabajo comparativo entre ambas metodologías, además de realizar mediciones para determinar el comportamiento de los esfuerzos y deformaciones durante el tiempo, debido a que la reciente activación de la zona puede generar cambios, por lo cual, se hace necesario hacer estudios posteriores a largo plazo.

## REFERENCIAS

- Acosta, J. (2000). Structure, tectonics and 3D Models of the Western foothills of the Eastern Cordillera and Middle Magdalena Valley, Colombia. Publicación Especial N° 25, Ingeominas.
- 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, pp. 16-17.
- Aki, K., Richards, P. (1980). Quantitative Seismology. Theory and Methods. Freeman, 932 p.
- Alvarez, E., Gonzáles, H. (1978). Geología y Geoquímica del Cuadrángulo I - 7 Urrao, Informe 1761, Ingeominas, Bogotá, 347 p.
- Alzate, M., E. (1995). Neotectónica de la Falla San Ruperto - Municipio de Frontino. Tesis de Grado. Universidad Nacional de Medellín.
- Bullen, K., Bolt, B. (1985). An Introduction to the Theory of Seismology. Cambridge University Press. Fourth Edition, 499 p.
- Caballero, H., González, M. (1994). Evaluación Sismotectónica de los proyectos hidroeléctricos Penderisco - Murri. Empresas Públicas de Medellín Contrato 3142 - G. Informe 217, Ingeominas, Medellín.
- Case, J., Duran, L., Lopez, A., Moore, W. (1971). Tectonic investigations in western Colombia and eastern Panamá. Geological Society of America Bulletin. Vol. 82, pp. 2685 -2712.
- Coral, C., (1987). Los Terremotos en Colombia y Características de su Origen profundo. Universidad Nacional de Colombia, 199p.
- Coral, C., Salcedo, E. (1992). Evaluación preliminar de daños y mapa de isointensidades en la región Chocó - Antioquia afectada por el terremoto del 18 de octubre de 1992. INGEOMINAS. Bogotá, 1992.
- Cossio, U., (1999). Geología de las planchas 127, 128, 143, 145. Ingeominas Medellín, en preparación
- Duque, H., (1990). El Bloque Chocó en el Noroccidente Suramericano: Implicaciones Estructurales, Tectonoestratigráficas y Paleogeográficas. Boletín Geológico, Vol. 31, N° 1, pp 1-71.
- Freymueller, J. T., et al. (1993). Plate Motions in the North Andean Region. Journal of Geophysical Research, Vol. 98, No. B12, pp. 21 - 863.
- Guzmán, J., Ochoa, M. (2000). Evaluación de la Amenaza Sísmica del Eje Cafetero: una visión crítica del conocimiento. Jornadas Técnicas de Sismotectónica. Manizales, noviembre 2 y 3 de 2000. En publicación.
- Hilst, R., Mann, P. (1994). Tectonic Implications of Tomographic images of Subducted Lithosphere Beneath Northwestern South America. Geology, Vol. 22, pp. 451-454.
- INGEOMINAS. (1993). Fallas Activas en Colombia, Boletín Geológico, Bogotá, Vol. 34, No 2-3, pp 3 - 25..
- INGEOMINAS. (1994). Los Sismos del Atrato Medio 17 y 18 de Octubre de 1992 Noroccidente de Colombia. Revista número 4.
- INGEOMINAS. (1997). Atlas Geológico Digital de Colombia. Versión 1.0. Memoria Técnica.
- INGEOMINAS. (1999). Actualización Catálogo de sismos de Colombia para estudios de amenaza sísmica 1566-1998, Datos de Hipocentros e Intensidades, Proyecto Estudio de la Amenaza Sísmica de Colombia, Alvarado C., Bogotá, 16 p.
- INGEOMINAS, Centro de Procesamiento de Información Sismológica (CPIS). (2000). Investigación de la Nomenclatura Tectónica y de la Actividad Sísmica en el Noroccidente del Departamento de Antioquia. Medellín.
- Instituto Colombiano de Normas Técnicas y Certificación (ICONTEC). Elaboración y presentación de trabajos escritos y tesis de grado. Edición actualizada 2000. 94p. (NTC - Normas 1486, 1075, 1487, 1160, 1308 y 1307).
- Irving, E. (1971b). La evolución estructural de los Andes más septentrionales de Colombia. Boletín Geológico Ingeominas, Bogotá, Vol. 19(2), 90 p.

- James, K. (1985). Marco tectónico, estilos estructurales y habitad de hidrocarburos cretácicos, Venezuela. VI congreso Geológico Venezolano, Caracas, 10 p.
- Jost, M., Hermann, R. (1989). A student's Guide to a Review of Moment Tensors. *Seismological Research Letters*. Vol. 60. N°. 2, pp. 37-57.
- Kellogg, J., Vega, V. (1995). Tectonic development of Panama, Costa Rica, and the Colombian Andes: Constrains from Global Positioning System geodetic studies and gravity. *Geological Society of America, Special Paper*, pp. 75-90.
- Kostrov, B. (1975). *Mecánica de los Focos de los Terremotos Tectónicos*. Nauka. 172 p. (en ruso).
- Kostrov, B., Das, S. (1988). *Principals of Earthquakes Source Mechanics*. Cambridge University Press, 258 p.
- Li, Y., Toksoz, M.N. (1993). Study of Source Process of the 1992 Colombia Ms= 7.3 Earthquake with the Empirical Green's Function Method. *Geophysical Research Letters*, Vol. 20, N° 11, pp. 1087-1090.
- Mackenzie, D. (1969). The Relation Between Fault Plane Solutions for Earthquakes and the Direccions of Principal Stresses. *Bulletin of Seismic Society of America*. Vol. 59. pp. 591-601.
- Mann, P., K. Burke. (1984). Neotectonics of Caribbean. *Rev. Geophys. Space Phys.*, Vol. 22, pp. 309-362.
- Maya, M., Gonzáles, H. (1995). Unidades litodémicas en la Cordillera Central de Colombia, *Boletín Geológico, Ingeominas, Santafé de Bogotá*, Vol. 35 (2-3), pp. 43-57.
- Mezcua, J., Rueda, J., Buforn, E. (1991). Seismic Deformation in the Azores-Alborean Sea Region. *Publication I.G.N. Seria Monografía*. No. 8, pp. 205-211.
- Minster, J., T. Jordan. (1978). Present - day plate motions. *J. Geophys. Res.*, Vol. 83, pp. 5331-5354.
- Monsalve, H. (1998). Geometría de la Subducción de la Placa Nazca en el Noroeste de Colombia: Implicaciones Tectónicas y Sísmicas. Universidad Autonoma de Mexico. (Tesis de Maestría).
- Mora, H. (1995). Resultados de GPS en el sector Colombiano. Seminario de Sismotectónica en el Borde Llanero Colombiano. INGEOMINAS Santa Fe de Bogotá.
- 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. University of South Carolina. (Tesis de Grado), 94 p.
- Mora, H., Kellogg, J., Trenkamp, R. (1997). Geodesia Satelital en el Noroccidente Colombiano, Resultados CASA 1991-1996. *Memorias Seminario Sismotectónica del Noroccidente Colombiano*.
- Page, W. (1986). Geología sísmica y sismicidad del NW colombiano. Interconexión Eléctrica S.A. Medellín - Colombia.
- Paris, G., Romero, J. (1994). Fallas activas en Colombia: Mapa Neotectónico Preliminar. *Bol. Geol.*, 34, Ingeominas, Bogotá, 24 p.
- Pennington, W., et al. (1988). Seismicity of the Caribbean - Nazca Boundary: Contrains on Microplates Tectonics of the Panamá Región. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 93. No. B3, pp. 2053 - 2075.
- Pennington, W. (1981). La subducción de la Cuenca Oriental de Panamá y la Sismotectónica del Noroeste de Sur América. *Investigaciones Geofísicas sobre las Estructural Océano - Continentales del Occidente Colombiano*. Instituto Geofísico - Universidad Javeriana. Bogotá - Colombia.
- Pindell, J., Barret, S. (1990). Caribbean plate tectonic history, in *The Caribbean Region*, edited by G. Dengo, and J. Case, *The Geology of North America*, Geol. Soc. of A., Boulder, Colo. Vol. H, pp. 405-432.
- Ramírez, J.E. (1974). Historia de los Terremotos en Colombia. Instituto Geográfico "AGUSTIN CODAZZI". Segunda edición.
- Ramsay, J. (1985). Plegamiento y Fracturamiento de las Rocas. H. Blume Ediciones, 590 p.
- Rautian, T. (1960). Método Detallado de Estudio de Sismicidad. *Obras del Inst. de Física de la tierra*. Academia de Ciencias de la URSS. No. 9, 176p. (en ruso).

- Risnichenco, Yu. (1964). Método Sumatorio para el Estudio de la Actividad Sísmica. Izbeestia. Acad. De Ciencias de la URSS. Serie Geofísica. No. 7 pp. 969 - 977 (en ruso).
- Salcedo, E. (1992). Estimación del Peligro Sísmico en el Territorio Colombiano. Mapa de Magnitudes Máximas. Tesis Doctoral. Universidad Estatal de Moscú, 290p.
- Salcedo, E. (1995). Deformación Sísmica en las Zonas Sismoactivas de Chocó y el "Nido" de Bucaramanga (Colombia). Boletín Geológico, Ingeominas, Vol.3. N° 1, pp.51-66.
- Salcedo, E., et al. (1997). Análisis de las frecuencias de terremotos fuertes en la Región Central de Colombia mediante Parámetros del Régimen Sísmico. Revista de la Academia Colombiana de Ciencias de la Tierra. Santa Fe de Bogotá. Vol. XXI, No. 79.
- Scholz, C. (1994). The Mechanics of Earthquakes and Faulting. Cambridge University Press, 439 p.
- Silver, E. A., Case, J. E., Macgillavry, H. J. (1975). Geophysical study of the Venezuela Bordeland. Geol. Soc. America Bull., Vol. 86, pp. 213-226.
- Sykes, L., W. McCain, Kafra. (1982). Motion of the Caribbean Plate during last 7 million years and implications for earlier Cenozoic movements: Journal of Geophysical Research, Vol. 86, pp. 10.753-10.770.
- Taboada, A. et al. (2000). Geodynamics of the Northern Andes: Intra - Continental Subduction an the Bucaramanga Seismicity Nest (Colombia). Tectonics, Vol. 19, No. 5, pp. 787 - 813.
- Tabares, L. (1998). Análisis de la velocidad de deformación en la zona de subducción del área del Viejo Caldas a partir de mecanismos focales de sismos. Universidad de Caldas. (Tesis de Grado).
- Toussaint, J. F. (1996). Evaluación Geológica de Colombia. Cretácico. Universidad Nacional de Colombia. Medellín.
- Trenkamp, R., et al. (2002). Wide Plate Margin Deformation, Southern Central America and Northwest South America, CASA GPS Observations. Journal of South American Earth Sciencies, Vol. 15, pp. 157-171.
- Turcotte, D., Schubert, G., (1982). Stress and Strain in Solids. Geodynamics, chapter two, pp. 74-103.
- Udías, A., et al., (1985). Mecanismos de los Terremotos y Tectónica. Editorial de la Universidad Complutense de Madrid, 232 p.
- Voronina, E., Konov, A., Linenho, A. (1990). Cálculo de las Componentes de la Velocidad Media de deformación de la Región del arco de Islas de Kurila, Kamchatka y Aleutiana. Física de la Tierra. Rivela (en ruso).
- Vargas, C. (2001). Tomografía sísmica local y Q de Coda para el territorio colombiano. Ingeominas. Informe Interno, en imprenta.
- Yunga, C. L. (1990). Métodos y resultados de estudios de deformaciones sismotectónicas. Acad. Ciencias URSS. Edit. Nauka. Moscú, 192 p. (En Ruso).
- Zajarova, A. (1972), Cálculo de los Parámetros del Régimen Sísmico en IBM. Tashkent, 143p. (en ruso).

---

---

Trabajo recibido: julio 16 de 2004

Trabajo aceptado: septiembre 6 de 2004