

Implicaciones tectónicas del terremoto de El Tocuyo, del 3 de agosto de 1950, Venezuela

Tectonic implications of El Tocuyo earthquake of 3 august, 1950, in Venezuela

José E. Choy*; Christl Palme de Osechas** y María T. Morandi S.*

Recibido: enero, 2001 / Aceptado: octubre, 2001

Resumen

El terremoto de El Tocuyo de 1950 fue uno de los más destructivos de Venezuela durante el siglo XX. Recientemente, el mecanismo focal de este sismo fue determinado (Choy, 1998) y corresponde a fallamiento rumbo deslizante. En este trabajo se analizan reportes de intensidades y evidencias geológicas para tratar de determinar cuál de los dos planos nodales corresponde al plano de falla. Se considera que el más probable es el que posee un acimut N26E.

Con la información disponible no es posible determinar a ciencia cierta cuál de las fallas cercanas a El Tocuyo constituyó la fuente del terremoto, especialmente por el hecho de que no se ha reportado ruptura superficial. Algunas fallas pueden descartarse sobre la base de sus características; sin embargo, otras, como la de río Tocuyo no pueden descartarse del todo. La actividad sísmica de la zona epicentral ocurre en su mayor parte a profundidades inferiores a 18 Km, más allá de la cual decae de manera abrupta. Los sismos de mayor magnitud y de fallamiento predominantemente rumbo deslizante tienden a nuclearse a profundidades de 16 a 20 Km, lo cual indica que el comportamiento sismogénico de las fallas rumbo-deslizantes en esta área podría superar los 18 Km. El área comprendida entre las fallas de Boconó y Carache, dentro de la cual se ubica el epicentro del sismo exhibe un régimen transtensional, el cual contrasta con el régimen inverso que predomina del lado sureste de la falla de Boconó.

Palabras clave: terremoto de El Tocuyo; tectónica de Venezuela, mecanismo focal.

Abstract

The Tocuyo earthquake of 1950 was one of the most destructive earthquakes of Venezuela in the XX century. Recently, the focal mechanism of this earthquake was determined (Choy, 1998) and it corresponds to a strike slip faulting. In this work we analyzed Intensity reports and geological evidences, trying to find out which nodal plane is the fault plane. The one with a N26E azimuth is considered as the most probable.

* Universidad de Los Andes, Facultad de Ciencias, Laboratorio de Geofísica, Mérida-Venezuela; email: choy@ula.ve y maria@ula.ve

** Universidad de Los Andes, Unidad de Investigación y Educación Sismológica del CRIHES, NURR, Trujillo-Venezuela; email: cpalme@cantv.net

With the available information it is not possible to find out with certainty which fault close to El Tocuyo caused the earthquake, especially because no surface rupture has been reported. Due to their characteristics, some active faults can be discarded as the source of the event, but others such as the rio Tocuyo fault cannot be completely discarded..

Most seismic activity in the region is confined to the upper 18 Km, below which it decays quickly. The largest events with predominantly strike slip faulting generally nucleate at depths of 16-20 Km, which suggest that the depth of the seismogenic zone of strike slip faults in this area may reach 18 Km or more. The area comprised between Boconó and Carache faults, and where the epicenter is located, exhibits a transtensional regime. In contrast, by the southeastern side of the Boconó fault the dominant regime is an inverse one.

Key words: El Tocuyo earthquake; Venezuelan tectonics, focal mechanism.

Introducción

El terremoto de El Tocuyo, de magnitud $M_s = 6,3$, ocurrido el 3 de Agosto de 1950 ($9,74^\circ$ de latitud norte y $69,83^\circ$ de longitud oeste, Dewey, 1972; véase la Figura 1) ha sido uno de los más destructivos del occidente del país en el siglo XX. La ciudad de El Tocuyo (aproximadamente 7746 habitantes en 1950) fue la más afectada. Allí 250 casas fueron totalmente destruidas, 2 iglesias resultaron con daños graves y 700 casas quedaron parcialmente destruidas (Ponte *et al.*, 1950). Esta cantidad de daños representó la virtual destrucción de la ciudad; de hecho, Martínez Olavarría (1951) menciona que el 93% de las casas y edificios se desplomaron y del 7% restante, solamente el 3% quedó en condiciones de ser habitados. En las poblaciones vecinas de Guarico, Anzoátegui, Humocar Alto y Guaitó fueron destruidas la mitad de las casas (Fiedler, 1961). Es necesario notar, sin embargo, que las malas condiciones en las cuales se encontraban las construcciones y la mala calidad de las mismas influyeron de

manera importante en el nivel de daños (Herrera *et al.*, 1951; Martínez Olavarría, 1951).

Este terremoto es, además, uno de los mayores eventos instrumentalmente registrados, ocurridos en las cercanías de la falla de Boconó. Esta es la más importante del occidente de Venezuela, con una longitud aproximada de 500 Km, y se le considera asociada a los terremotos de mayor magnitud ocurridos en el occidente de Venezuela, tales como el de 1812 (magnitud 8 aproximadamente) y el gran terremoto de los Andes, ocurrido en 1894 (magnitud 7, aproximadamente). El epicentro obtenido por Dewey (1972) se ubica claramente fuera de la falla de Boconó; sin embargo, de acuerdo con este autor, dentro del intervalo de confianza del 90% no se puede descartar a dicha falla como la causante del evento sísmico. Von der Osten y Zozaya (1957), basándose en datos de intensidad, consideran que el foco se ubica fuera de ella. Por su parte, Fiedler (1961), luego de diversas consideraciones, afirma que sobre la base del “carácter macrosísmico de conjunto del terremoto de El Tocuyo, y considerando

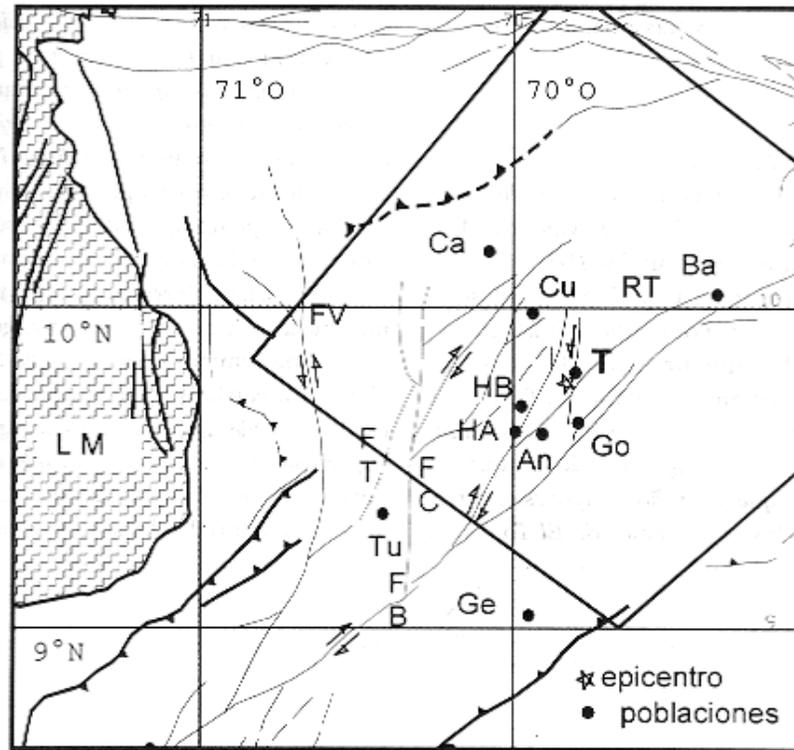


Figura 1. Mapa neotectónico del área bajo estudio (Beltrán, 1993). Las fallas se identifican de la siguiente manera: FV: Valera; FT: Trujillo; FC: Carache (Burbusay); FB: Boconó; RT: río Tocuyo. La última fue agregada según Giraldo (1985). Las poblaciones indicadas son: Tu: Trujillo; Ge: Guanare; Go: Guaríco; To: El Tocuyo; Ba: Barquisimeto; HA: Humocaro Alto; HB: Humocaro Bajo; Ca: Carora; Cu: Curarigua; An: Anzoátegui. El Lago de Maracaibo se denota con LM. La estrella indica la ubicación del epicentro del sismo de El Tocuyo. El rectángulo encierra el área que contiene los epicentros de los eventos utilizados para la figura 4

que todo el largo de la falla de Boconó coincide con focos sísmicos, se puede postular que esta falla principal es la única responsable de este movimiento”.

La profundidad focal, magnitud y mecanismo focal de este terremoto fueron determinados por Choy (1998). En la figura 2 se muestra el mecanismo obtenido, el cual corresponde a un fallamiento predominantemente rumbo

deslizante. Si el plano nodal A corresponde al plano de falla, ésta es dextral; pero si el plano nodal B es el plano de falla, entonces ésta es sinistral. En este trabajo se trata de discriminar cual de los dos es el plano de falla, y se analizan algunas características del fallamiento activo en el área epicentral, que pueden inferirse a partir de los parámetros focales del sismo de El Tocuyo y de las

profundidades y mecanismos focales de eventos recientes.

Plano de falla

En las cercanías de El Tocuyo existen numerosas fallas activas rumbo-deslizantes con rumbo N-S a SO-NE (Stephan, 1977; Giraldo, 1985; véase la Figura 1), por ello el plano A de la figura 2, el cual tiene un acimut N26E, es probablemente el plano de falla. Las intensidades apoyan esta suposición. Herrera *et al.* (1951) mencionan que “se observó que los daños mayores ocurrieron en las poblaciones de El Tocuyo y

Anzoátegui; los daños en las poblaciones circunvecinas fueron importantes, pero mucho menores, y su importancia decrece en todas direcciones al alejarse de la línea El Tocuyo-Anzoátegui”. El acimut de esta línea es aproximadamente igual al del plano nodal A. Las observaciones de Ponte *et al.* (1950) son consistentes con las de Herrera *et al.* (1951). La información disponible, sin embargo, no permite determinar sin ambigüedad cual es la falla causativa del terremoto. No existen, por ejemplo, informes de ruptura superficial asociada al desplazamiento de falla. Posiblemente esto no es accidental: dada la magnitud relativamente mode-

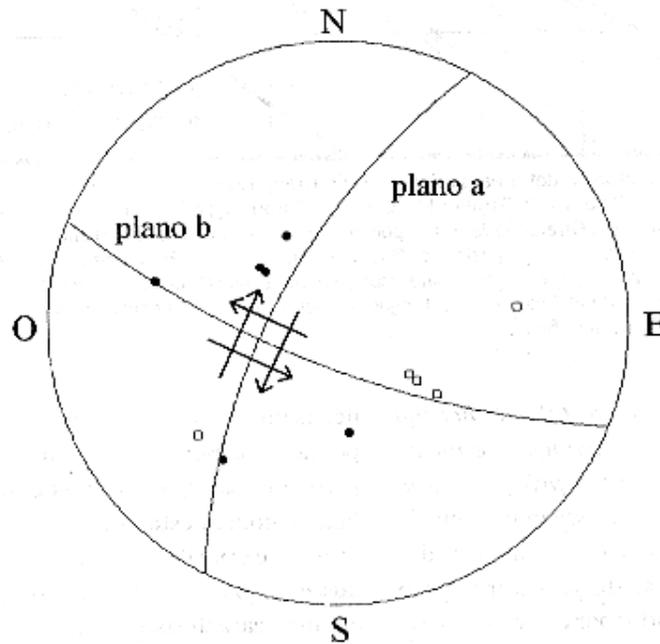


Figura 2. Mecanismo focal del sismo de El Tocuyo, según Choy(1998). Se muestran las polaridades de las fases P y pP. Círculos llenos representan compresiones; cuadrados, dilataciones.

rada del evento, ($M_s = 6,3$) y su profundidad focal, 18 Km, puede descartarse que la ruptura haya alcanzado la superficie.

Es poco probable que haya sido la falla de Boconó. Como se mencionó anteriormente, el epicentro obtenido por Dewey (1972) se ubica claramente fuera de ella. Por sí sólo, este resultado no permite descartar a esta falla porque la misma no está fuera del intervalo de confianza del 90%. Sin embargo, es consistente con la distribución de intensidades, ya que los valores más elevados se presentan en localidades ubicadas claramente fuera de la traza activa de la falla de Boconó. Esto último no puede atribuirse a efectos de sitio. Más bien es de esperarse el efecto opuesto, ya que las trazas de fallas constituyen canales de baja velocidad, por lo cual la amplitud de las ondas sísmicas tiende a incrementarse dentro de las mismas. Además, el acimut de la falla o del segmento de falla causativo del terremoto (N26E) no es consistente con el acimut promedio que la traza activa de la falla de Boconó (N50E) exhibe cerca del área epicentral.

Cerca de El Tocuyo existen fallas de longitud suficiente como para producir eventos de magnitud seis o mayores (Stephan, 1977; Giraldo, 1985; Ministerio de Minas e Hidrocarburos, 1976). Por ejemplo, la depresión de El Tocuyo probablemente es una cuenca de tracción (pull apart basin) desarrollada entre dos fallas de dirección norte-sur, las cuales se alinean al norte y al sur de la ciudad (Giraldo, 1985). Sin embargo, estas fallas no pueden ser asociadas al sismo, debido

a sus acimuts y al desplazamiento sinistral de las mismas. Por otra parte, en la figura 1 podemos observar que El Tocuyo está ubicado al lado de la falla río Tocuyo, la cual tiene un acimut variable. Al suroeste de El Tocuyo tiene segmentos con acimuts del orden de los 15° - 25° , similar al plano nodal A del mecanismo mostrado en la figura 2. Giraldo (1985) determinó que en la localidad de Berlín (16 Km SO de El Tocuyo) dicha falla corta un cono de deyección cuaternario (no datado) en sentido dextral. Es necesario, sin embargo, tomar en cuenta que en promedio el acimut de la falla de río Tocuyo es subparalelo a la falla de Boconó, lo que representa una diferencia apreciable con el acimut del plano nodal. Aun así, la falla de río Tocuyo no puede ser descartada del todo, ya que, como se mencionó anteriormente, el acimut de su traza no es constante.

Mecanismos focales de eventos recientes

En la figura 3 podemos observar varios mecanismos focales calculados por Dewey (1972), Pennington (1981), Pérez *et al.* (1997), grupo de Harvard (catálogo CMT de la Universidad de Harvard) y en este trabajo. Los parámetros hipocentrales se detallan en el cuadro 1.

Nótese que los eventos ubicados aproximadamente entre las fallas de Carache y Boconó muestran mecanismos focales rumbo-deslizantes y normales, lo cual sugiere la presencia de un régimen

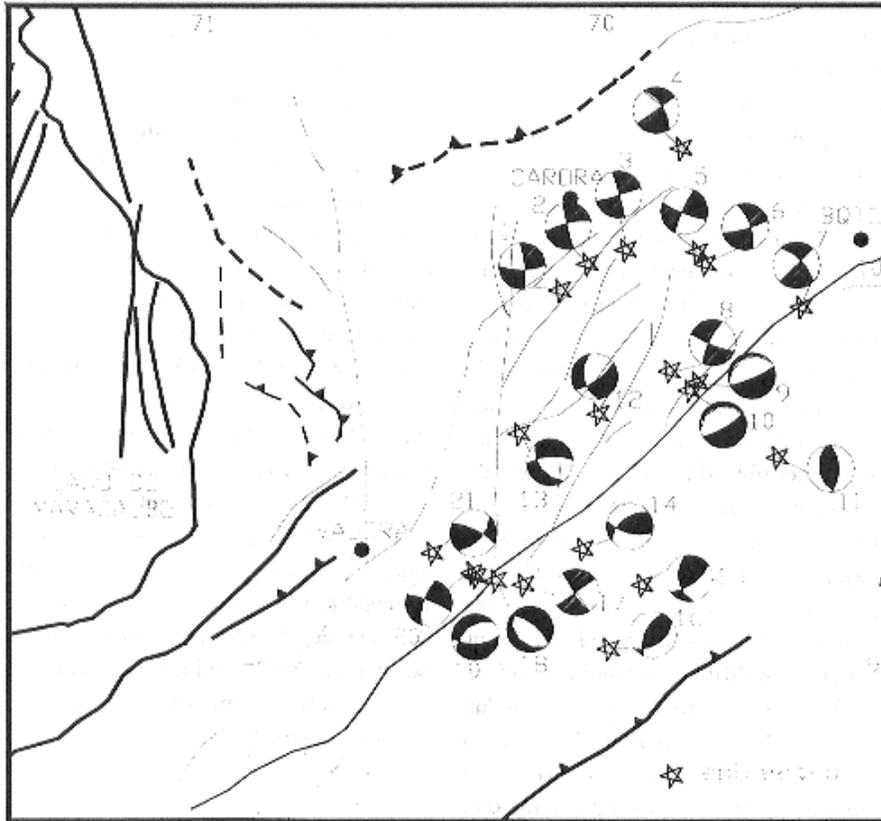


Figura 3. Mecanismo focal utilizado en este trabajo. Los números al lado de cada esfera focal corresponden a los números dados en la primera columna del cuadro 1. Observe que la mayoría de los mecanismos rumbo-deslizantes se ubican desde la falla de Boconó hacia el noroeste

mixto rumbo-deslizante con una componente extensional. Nótese, por otra parte, que las magnitudes de los eventos que exhiben mecanismos normales son menores o iguales a 3,9; mientras que los eventos con magnitudes iguales o mayores a 4,9 presentan mecanismos rumbo-deslizantes. Esta diferencia es fácilmente explicable si admitimos que este último es el tipo dominante de deslizamiento. Naturalmente, también podría ser simple-

mente un efecto del corto período de observación (33 años si se excluye al sismo de El Tocuyo de 1950). Sin embargo, es probable que sea una consecuencia de las características tectónicas; de hecho, las fallas más importantes tienen un carácter predominantemente rumbodeslizante como puede notarse en el Mapa Neotectónico de Venezuela (Beltrán, 1993).

En el cuadro 1 también podemos observar que la profundidad focal de los

Cuadro 1. Parámetros focales de los eventos sísmicos mostrados en la figura 3

	FECHA	LAT N	LON O	H- (Km)	m b	Ms	AC	BUZ	DES	P Az - Pl	T Az - pl	Régim.	Fuentes
1	95-12-29	9,944	70,106	15	5,5	5,2	88 354	70 78	-167 -21	309 24	42 6	SS	H
2	95-12-31	10,01	70,036	15	5,1	4,8	257 166	74 86	-175 -16	121 15	212 8	SS	H
3	91-08-17	10,045	69,94	16	5,3	5,2	344 74	86 87	-3 -176	299 5	209 1	SS	H
4	88-	10.3	69.8	<20	<4		55 325	90 55	-145 0	285 24	185 24	SS	Pr
5	75-04-05	10.04	69.76	22	5,6	6,1	204 112	80 79	11 170	158 0	69 15	SS	Pn
6	84-06-14	10.01	69.74	18	5,2	4,5	340 75	65 80	-11 -155	299 25	205 11	SS	H
7	86-	9.9	69.5	<20	<4		45 315	90 60	-150 0	274 21	175 21	SS	Pr
8	50-08-03	9.74	69.83	18		6.3	206 112	72 77	-166 -19	69 23	160 4	SS	Ch
9	98-03-11	9.71	-69.76	0	3.9		66 236	78 12	-88 -99	338 57	154 32	NF	A
10	98-03-11	9.69	-69.78	0	3.8		59 255	76 15	-94 -74	323 59	152 30	NF	A
11	77-12-11	9,52	69,56	18	5,6	5,0	170 359	38 52	83 95	85 8	296 82	TF	H
12	98-05-30	9,63	-70,01	2	3,4		54 169	70 41	-54 -148	6 52	118 17	NS	A
13	98-02-28	9,58	-70,21	0	3,9		142 266	42 63	-42 -124	129 58	20 13	NF	A
14	98-07-10	9,29	-70,05	1	3,6		105 232	58 46	125 47	170 6	70 60	TF	A
15	86	9,2	69,9	<20	<4		170 55	40 59	53 117	106 11	352 65	TF	Pr
16	75-03-05	9,037	69,985	25	5,6		204 54	50 44	70 112	309 3	50 75	TF	Ch
17	65-07-19	9.2	70.2	20	5,3		235 145	90 80	-170 0	101 8	9 8	SS	Pn
18	98-04-10	9.21	-70.27	9	3.5		137 308	27 63	-82 -94	209 42	72 19	NS	A
19	98-02-04	9.22	-70.32	0	3.6		87 232	57 38	-69 -119	45 70	162 9	NF	A
20	93-06-06	9.23	-70.33	11	4.9		197 292	64 79	-12 -153	158 27	63 11	SS	A
21	98-01-23	9,28	-70,43	27	3,1		43 296	51 70	26 138	353 12	252 44	TS	A

Fuente: las fuentes para los mecanismos focales utilizados son las siguientes: A, autores de este trabajo; Ch, Choy (1998); H, Harvard (www.seismology.harvard.edu/CMTsearch.html); Pr, Pérez *et al.* (1997); Pn, Pennington (1981). Se indica el tipo de fallamiento según Zoback (1992) normal (NF), predominantemente normal con componente rumbo-deslizante (NS), fallamiento rumbo-deslizante (incluye componente menor inversa o normal) (SS), fallamiento inverso (TF), predominantemente inverso con componente rumbo-deslizante (TS)

eventos con mecanismos normales es menor a 9 Km en todos los casos. Por ello, cabe suponer que las fallas con movimiento predominantemente normal están limitadas a las zonas más superficiales de la corteza (posiblemente ± 9 Km, aunque este valor está sujeto a la incertidumbre asociada a la determinación de las profundidades focales). Soulas (1985) explica la presencia de fallamiento normal en los arcos externos de la cadena de los Andes de Mérida como una expresión del abombamiento de la corteza terrestre a ambos lados de la falla de Boconó. Sin embargo, este modelo no explica la existencia de una pequeña componente extensional a profundidades mayores. De hecho, los sismos con mecanismos rumbo-deslizantes exhiben, en general, una componente pequeña de fallamiento normal, y como puede verse en el cuadro 1, alcanzan profundidades del orden de los 18 Km.

Es interesante notar que los eventos con mecanismos predominantemente inversos se ubican hacia el lado sureste de la falla de Boconó. La asimetría observada sugiere que en esta zona la falla de Boconó constituye la divisoria entre dos áreas en las cuales predominan estilos diferentes de fallamientos activos. Naturalmente, esta división no es absoluta; en el lado sureste también se observan fallas rumbo-deslizantes tales como la falla de río Turbio (Giraldo, 1985). Si además tomamos en cuenta la historia geológica relativamente compleja de la zona (Stephan, 1977) podemos esperar que en ambas áreas se presenten

diversos tipos de mecanismos focales. Esto último es especialmente aplicable a los microsismos, ya que ellos en muchos casos responden a variaciones muy locales de los esfuerzos tectónicos.

Por otra parte, podemos observar que los mecanismos focales permiten determinar correctamente el sentido del desplazamiento en algunas fallas. Ejemplo de ello lo constituye el grupo de eventos 1, 2, 3 y 4, los cuales forman una alineación paralela a una de las fallas importantes de la zona. La orientación de los planos nodales de dichos eventos evidencia el carácter dextral de la falla. Más aun, debido a la orientación de los esfuerzos regionales (Giraldo, 1985; Scheideger & Schubert, 1989) es probable que todas las fallas rumbo-deslizantes de la zona cuyos acimuts sean similares a la falla en cuestión tengan carácter dextral.

Profundidades focales de eventos recientes

En la figura 4 se muestra el número de eventos en función de la profundidad para un área rectangular aproximadamente perpendicular a la falla de Boconó. Los eventos fueron tomados de un catálogo de eventos venezolanos, preparado por Pérez *et al.* (1997) y el cual abarca el período enero de 1983 a junio de 1995. Los eventos fueron tomados sin imponer restricción alguna sobre las magnitudes. Es evidente que la mayor parte de los eventos ocurre a profundidades menores o iguales a 18 Km, a

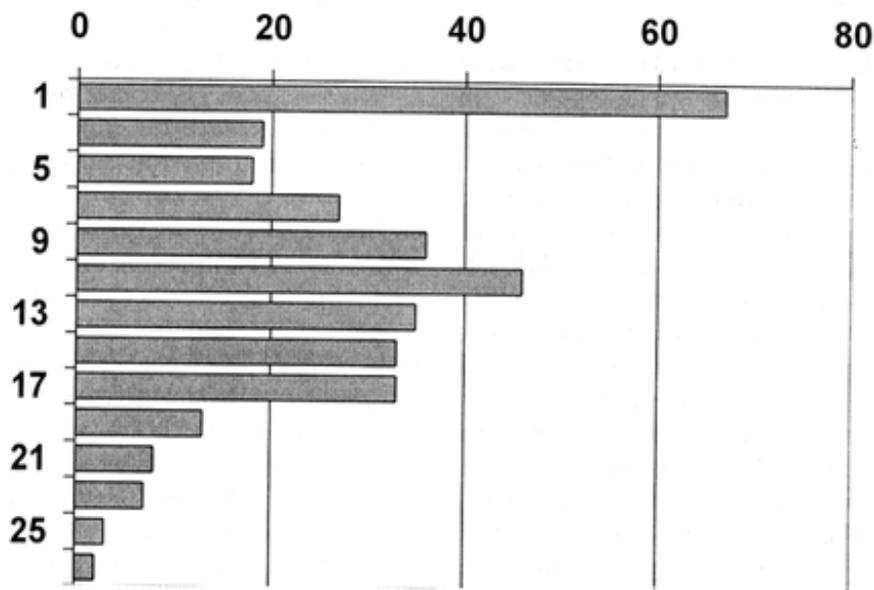


Figura 4. Distribución en función de la profundidad de los hipocentros. Eje horizontal: número de eventos. Eje vertical: profundidad en Km. El área que contiene los epicentros se indica en la figura 1.

partir de la cual la actividad sísmica disminuye de manera drástica. Esto es indicativo de que la zona sismogénica debe extenderse hasta profundidades superiores a los 18 Km. Sin embargo, aquí se incluyen fallas de diversos tipos: rumbo-deslizantes, inversas y normales. Para nuestro estudio, las rumbo-deslizantes son de particular interés. En el cuadro 1 se presentan los parámetros focales de los eventos cuyos mecanismos se muestran en la figura 3. Nótese que los hipocentros de eventos rumbo-deslizantes con magnitudes mayores o iguales a cinco tienen profundidades focales que varían entre los 16 y los 22 Km. Por otra parte, Sibson (1982, 1986) hace notar que

los eventos de magnitud $M_L > 5,5$ tienden a nuclearse hacia la base de la zona sismogénica. Las profundidades focales sugieren entonces que la zona sismogénica para fallas rumbodeslizantes en nuestra zona de estudio podría extenderse hasta aproximadamente los 18-20 Km de profundidad. Esta afirmación es probablemente extensible a buena parte del occidente venezolano. En el occidente de los E.U.A (California, Nevada y Utah) la mayoría de los eventos con $M_L > 5,5$ tienden a nuclearse a profundidades de 10 ± 2 Km (Sibson, 1982), lo cual nos indica que en nuestra área de estudio la zona sismogénica de fallas rumbo-deslizantes alcanza profundidades significativamente mayores.

Conclusiones

El plano de falla más probable para el sismo de El Tocuyo de 1950 tiene un acimut de N26E, siendo el fallamiento rumbo deslizante dextral. Este acimut, así como la ubicación del epicentro y la distribución de las intensidades sugieren que este sismo no estuvo asociado a la traza activa de la falla de Boconó.

La región comprendida entre las fallas de Carache y Boconó, dentro de la cual se ubica el epicentro del sismo de El Tocuyo de 1950, presenta un régimen mixto rumbo deslizante-normal, en el cual la componente rumbo deslizante predomina sobre la componente normal. Esto contrasta con otras áreas de los Andes merideños que exhiben un régimen rumbo deslizante compresional. Para esta misma región, el comportamiento sismogénico para fallas rumbo-deslizantes podría extenderse hasta los 18 ó 20 Km de profundidad. El fallamiento puramente normal parece estar confinado a las capas superiores de la corteza; sin embargo, el deslizamiento normal en las fallas se extiende a capas más profundas ya que los mecanismos rumbo deslizantes tienen, en general, una pequeña componente normal.

Agradecimientos

Este proyecto fue financiado por el CDCHT de la Universidad de Los Andes

Referencias citadas

- BELTRÁN, C. 1993. Mapa neotectónico de Venezuela. Escala 1:2.000.000. Fundación Venezolana de Investigaciones sismológicas (FUNVISIS), Caracas, Venezuela.
- CHOY, J.E. 1998. *Profundidad y mecanismo focal del terremoto de El Tocuyo, 1950. Revista Geográfica Venezolana*, 39: 203-217.
- DEWEY, J.W. 1972. *Seismicity and Tectonics of western Venezuela. Bull. Seism. Soc. America*, 62: 1711-1751.
- FIEDLER, G. 1961. El gran terremoto de El Tocuyo del 3 de Agosto de 1950 y el fenómeno mecánico en el foco. *Memorias del III Congreso Geológico Venezolano: 1787-1790*; Caracas, Venezuela (22-29, noviembre, 1959).
- GIRALDO, C. 1985. Neotectónica y sismotectónica de la región de El Tocuyo-San Felipe (Venezuela Centro-Occidental). *Memorias VI Congreso Geológico Venezolano: 2415 - 2451*; Caracas, Venezuela (29 septiembre-06 octubre)
- HERRERA UMÉREZ, G.; VEGAS, A.; AGUERRERE, S.; PAOLI P. y PARDO STOLK, E. 1951. *Informe que presenta al Colegio de Ingenieros la comisión nombrada por éste para estudiar los efectos del terremoto ocurrido en la población de El Tocuyo el 3 de Agosto de 1950. Revista del Colegio de Ingenieros de Venezuela*, 178.
- MARTÍNEZ OLAVARRÍA, L. 1951. *Factores económicos y humanos en la reconstrucción de El Tocuyo. Apuntes tomados en la conferencia dictada por el Dr. Martínez Olavarría el 19 de Diciembre en*

- el Colegio de Ingenieros de Venezuela. Revista del Colegio de Ingenieros de Venezuela*, 178.
- MINISTERIO DE MINAS E HIDRO-CARBURROS. 1976. *Mapa Geológico*. Edición 1-DG, 1976, referencia NC-19-III. Dirección de Geología. Caracas.
- PENNINGTON, W.D. 1981. *Subduction of the Eastern Panamá Basin and seismotectonics of northwestern South America. J. Geophys. Res.*, 86:10753-10770.
- PÉREZ, O.J.; JAIMES, M.A. y GARCÍ-ARCARO, E. 1997. *Sub-ducción de la placa del Caribe bajo la sudamericana en el noroeste de Venezuela: evidencias sísmo-lógicas. Interciencia*, 22: 17875-17882.
- PONTE, R.L.; SCHWARCK, A.; MIRANDA, L.; MAS VALL, J. y PONTE, R.C. 1950. *Observaciones geológicas de la región afectada por el terremoto del 3 de Agosto de 1950*. Instituto Nacional de Minería y Geología, Ministerio de Fomento, Caracas, 20 p.
- SCHEIDEGGER A. E. y SCHUBERT, C. 1989. *Neotectonic provinces and joint orientations of northern South America. J. S. Am Earth Sci.*, 2:331-341.
- SIBSON, R.H. 1982. *Fault zone models, heat flow, and the depth distribution of earthquakes in the continental crust of the United States. Bull. Seism. Soc. Am.*, 72:151-168.
- SIBSON, R.H. 1986. *Earthquakes and rock deformation in crustal fault zones. Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 14:149-175.
- SOULAS, J.P. 1985. Neotectónica del flanco occidental de los Andes de Venezuela, entre 70°30' y 71°00' W (fallas de Boconó, Valera, Tuñame, Piñango y del Piedemonte). *Memorias VI Congreso Geológico Venezolano*, 2687-2711. Caracas, Venezuela (29 septiembre–06 octubre).
- STEPHAN, J.F. 1977. El contacto Cadena Caribe-Andes Merideños entre Carora y El Tocuyo (estado Lara). *Memorias del V Congreso Geológico Venezolano*, 789-816. Caracas, Venezuela.
- VON DER OSTEN, E. y ZOZAYA, D. 1957. *Geología de la parte suroeste del Edo. Lara, región Quíbor. Boletín de Geología*, IV:3-52.
- ZOBACK, M. D. 1992. *First- and Second-Order Patterns of Stress in the Lithosphere: The World Stress Map Project. J. Geophys. Res.*, 97:11703-11728.