

Ruptura de los grandes sismos históricos venezolanos de los siglos XIX y XX revelados por la sismicidad instrumental contemporánea

Franck A. Audemard M., Funvisis

Resumen

A partir de la distribución espacial de los sismos instrumentales de Venezuela –cuyo catálogo abarca el período 1910 al presente-, se discute la asociación sismotectónica de terremotos destructores en Venezuela durante los siglos XIX y XX con sus fallas generadoras, así como su posición relativa sobre el accidente tectónico, su probable longitud de ruptura y en consecuencia, la magnitud probable de dichos eventos. Utilizando el mismo criterio (“gap sísmico”) se propone igualmente segmentos potenciales de accidentes tectónicos activos que podrían eventualmente generar eventos sísmicos de magnitud $M_s \geq 6,9$.

Summary

From the spatial distribution of the instrumentally-recorded earthquakes throughout Venezuela –whose catalog extends as far back as 1910-, the seismotectonic associations of the largest destructive earthquakes of the XIX and XX century are discussed, as well as their associations to a particular seismogenic segment of the fault and their coseismic rupture lengths; and consequently, the probable earthquakes magnitudes are also assessed. Also relying on the seismic gap model, fault segments likely to break in the future during events of $M_s \geq 6.9$ are addressed.

Introducción

Las regiones más pobladas venezolanas, que corresponden a los cinturones montañosos del norte y oeste del país, se asientan en donde se concentra lo esencial de la actividad sísmica, tanto en tiempos históricos como modernos. Pérdidas cuantiosas han generado los terremotos de Cumaná de 1530, La Grita de 1610, Cúa de 1641, Cumaná de 1797, Caracas de 1812, Mérida de 1812, Cumaná de 1853, Cúa de 1878, Santa Cruz de Mora de 1894, Curiepe de 1900, Cumaná de 1929, El Tocuyo de 1950 y más recientemente Caracas de 1967 y Cariaco de 1997; sin ser necesariamente sismos de grandes magnitudes ($M_s \geq 7,0$).

Basados en que los períodos de retorno de los grandes sismos venezolanos por segmentos de falla sismogénicos son superiores a los 300 años con base en la tasa de desplazamiento anual de las fallas más rápidas y activas del país (Audemard et al., 2000), se pretende definir o refinar los segmentos de fallas responsables de los grandes terremotos destructores ($M_s \geq 6,9$) ocurridos en los últimos 200 años ocurridos a lo largo de las fallas activas principales tanto en longitud (continuidad lateral) como en velocidad de desplazamiento, partiendo del hecho que las mismas deberían encontrarse actualmente en el medio del ciclo intersísmico; período que debería caracterizarse por un “silencio” o quiescencia sísmica, el cual debe estar reflejado en los patrones de actividad sísmica contemporánea. En tal perspectiva, discutiremos el marco geodinámico y la tectónica activa imperantes en primer lugar, para luego evaluar los sismos venezolanos más grandes en dicha ventana de tiempo (siglos XIX y XX) en relación con dicho contexto tectónico: 1812, 1853, 1894 y 1900; aunque también se identifican otros “gaps” sísmicos, de igual importancia, con potencialidad de romperse en el futuro y se intenta proponer ubicaciones tentativas de algunos sismos destructores pero de magnitudes intermedias ($5,0 < M_s < 6,9$).

Marco geodinámico

La tectónica activa de Venezuela debe ser relacionada con la interacción entre las placas Caribe, Suramérica y Nazca e igualmente con otros bloques continentales de menores dimensiones entrampados entre las placas antes indicadas. Esta interacción varía dramáticamente del este hacia el oeste (**Fig. 1**). Mientras que el norte de Venezuela está esencialmente afectado por la interacción directa entre las placas Caribe y Suramericana, Venezuela occidental muestra un contexto geodinámico más complejo (Audemard, 2000). Un amplio consenso establece que la placa Caribe se mueve aproximadamente hacia el este relativamente a Suramérica (Bell, 1972; Malfait & Dinkelman, 1972; Jordan, 1975; Pindell & Dewey, 1982; Sykes et al., 1982; Wadge & Burke, 1983; Freymueller et al., 1993; Kellogg & Vega, 1995; entre muchos otros), pero no es un límite de placa rumbo-deslizante sencillo (Soulas, 1986; Beltrán, 1994) ya que es una zona de deformación transpresional *s.l.* (compresiva transcurrente) de más de 100 km de ancho (Audemard, 1993; Singer & Audemard, 1997; Audemard, 1998). Relieves

Ruptura de sismos históricos venezolanos

importantes (las serranías de la Costa y el Interior, tanto en el centro como en oriente) están asociados con este límite de placas septentrional de orientación este-oeste. Este cinturón de deformación compresivo-transcurrente se extiende hacia el SW a lo largo de los Andes de Mérida, donde ambos piedemontes y la cadena en sí son acortados transversalmente en dirección NW-SE, mientras que la falla de Boconó –ubicada aproximadamente en posición axial en el corazón de la cadena- acomoda movimiento transcurrente dextral. La partición de las deformaciones (o de los esfuerzos) tanto en los Andes venezolanos como en la serranía del Interior nororiental fue propuesta por Rod (1956) y otros autores, mucho antes que se definiera el concepto. Este mismo mecanismo ocurre en Venezuela norcentral y nororiental, donde respectivamente el orógeno es acortado en dirección NNW-SSE, mientras las fallas de San Sebastián y El Pilar se desplazan dextralmente. Por lo tanto, el cinturón de deformación activo venezolano (el cual comprende los Andes y las serranías de La Costa-Interior en el centro y oriente; y podría hacerse extensivo al Anticlinorio de Falcón, aunque hoy en día es un accidente subordinado dentro del proceso de deformación) pertenece a un tipo de orógenos de distribución mundial caracterizados por partición de deformaciones o esfuerzos, tales como: los Alpes de Nueva Zelandia (con la falla Alpina), Sumatra (con la Gran Falla Sumatrana), Japón central –isla de Honshu- (con la Línea Tectónica Media –Median Tectonic Line-) y hasta inclusive los Andes meridionales de Suramérica (con la falla de Atacama). El régimen compresivo-transcurrente a lo largo de la totalidad del sector norte del país, resultante de un vector de convergencia oblicuo entre las placas Caribe y Sudamericana de orientación WNW-ESE ($N 75^\circ W$, según Minster & Jordan, 1978), es responsable del mecanismo de partición de esfuerzos o deformaciones imperante, donde la transcurrancia es acomodada por las fallas mayores (Oca-Ancón, San Sebastián, El Pilar) y sus Riedels sintéticos (R: Urumaco, Río Seco, fallas NW-SE de la costa oriental falconiana, Río Guárico, Tácata, Piritu, San Mateo (Jose), Urica y San Francisco; entre muchas otras fallas activas), mientras el acortamiento transverso es distribuido entre las fallas inversas (cabalgamientos) de los bordes sur de la Cordillera de la Costa (por ejemplo: Cantagallo) y de la Serranía del Interior (Piritual, entre otros; en asociación con plegamiento bien desarrollado y activo); así como en Falcón por un intenso plegamiento y fallamiento inverso de dirección ENE-WSW (Audemard, 1993; 1997b).

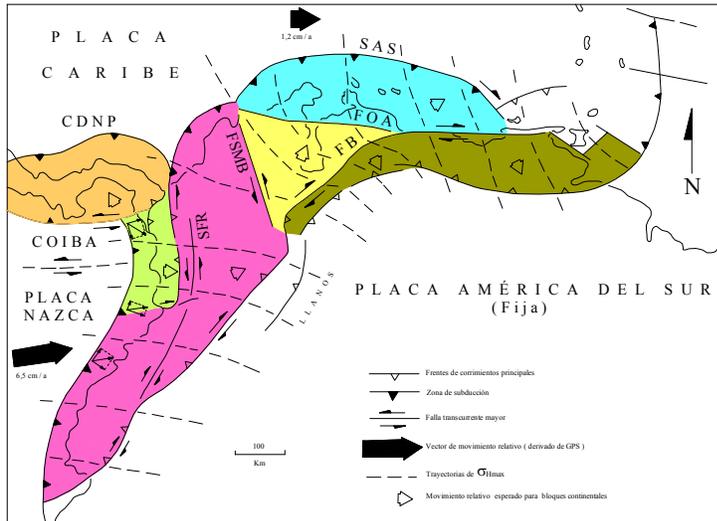


Fig. 1.- Marco geodinámico del norte de Suramérica, donde se muestra la fragmentación de la región en diversos bloques continentales como consecuencia de la saturación del bloque del Chocó (en verde) contra Suramérica (según Audemard, 2002). Se indica igualmente los movimientos relativos esperados de distintos bloques tectónicos o compartimientos con referencia a Suramérica fija.

Por el contrario, en el oeste de Venezuela, la frontera de placas alcanza unos 600 km de ancho y comprende un conjunto de bloques tectónicos que se acomodan y se reajustan entre las placas más grandes (Caribe, Suramérica y Nazca; **Fig. 1**), entre los cuales el Bloque Triangular de Maracaibo resalta (Audemard, 2000). Este bloque está limitado por la falla sinistral de

Santa Marta-Bucaramanga (**FSMB**) en Colombia de orientación NNW-SSE y la falla dextral de Boconó (**FB**) en Venezuela de dirección NE-SW y separado en el norte del Bloque de Bonaire por la falla dextral de Oca-Ancón (**FOA**), de orientación este-oeste (**Fig. 1**). Adicionalmente, ambos bloques de Maracaibo y Bonaire están siendo expulsados hacia el NNE con respecto a Suramérica, induciendo que sobrecorran la placa Caribe al norte de las Antillas Holandesas de sotavento (**SAS**; **Fig. 1**), donde una joven subducción plana amagmática y de polaridad sur se ha estado formando en los últimos 5 Ma (Audemard, 1993; 2000), a la cual se asocia un prisma de acreción denominado el cinturón de deformación sur caribe. La extrusión de estos bloques está íntimamente relacionada a la colisión del arco de Panamá contra la fachada pacífica del noroeste de Suramérica y su posterior suturación (Audemard, 1993; 1998; **Fig. 1**). El escape de ambos bloques hacia el NNE con respecto a las placas contiguas ha sido confirmado recientemente por estudios de cinemática de placas por GPS (Freymueller et al., 1993; Kellogg & Vega, 1995; Kaniuth et al., 1999). Este proceso adiciona convergencia a la convergencia entre las Américas, a nivel del cinturón de deformación sur caribe, al norte de las Antillas Holandesas de sotavento.

Otras consideraciones pueden ser planteadas en lo referente a la colisión del arco de Panamá y la posterior suturación del terreno Chocó-San Jacinto contra la fachada pacífica del noroeste de Suramérica, que actúa como un indenter, de transporte hacia el este (según los modelos de Tapponnier, 1977, propuestos para el Mediterráneo): (1)- el acortamiento máximo en Colombia parece ocurrir al norte de una línea este-oeste, conformada por las fallas dextrales de orientación WSW-ENE de Garrapata, Cerro Verde

Ruptura de sismos históricos venezolanos

e Ibagué (esta última localizada al oeste de Santafé de Bogotá; **Fig. 1**), donde la Cordillera Oriental justo al este del terreno acretado muestra su máximo ancho. La deformación, aunque no de manera frágil evidente, parece extenderse hasta el flanco llanero de la Cordillera Oriental, en proximidad de Villavicencio, donde el estilo estructural de dicho frente cambia radicalmente, haciéndose mucho más complejo hacia el norte (transpresivo dextral con pliegues y escamas oblicuas). Estas fallas dextrales transversas a los orógenos de las tres cordilleras, dispuestas “en echelon”, condicionan la generación de cuencas en tracción en los relevos o terminaciones transtensivos (ej: la cuenca del abanico del Quindío entre las fallas de Garrapata y Cerro Verde y la cuenca del abanico de Ibagué en la terminación este de la falla de igual nombre; eventualmente la ubicación del delta del río San Juan en la terminación en cola de caballo (?) transtensiva occidental de la falla de Garrapata), así como la perturbación en la tendencia estructural (flexión sigmoidal o desplazamiento del eje hacia el este) de los orógenos de las tres cordilleras (ej.: la Cordillera Central está desplazada dextralmente por las fallas de Cerro Verde e Ibagué); (2)- esta indentación induce la expulsión hacia el NNE de la esquina noroeste de Suramérica, desde tan al sur como el Golfo de Guayaquil. Esta configuración difiere de la propuesta por Tapponnier (op. cit.) en que la indentación no es perfectamente normal a la fachada occidental suramericana, lo cual no permite expulsiones simétricas al indor. Es decir que los bloques en expulsión son empujados hacia el norte a consecuencia de la oblicuidad original; y (3)- pareciese que parte del arco de Panamá es también expulsado, hacia el NNW, entre la zona de falla sinistral sur-panameña y el segmento oriental transpresional dextral del cinturón de deformación nor-panameño (CDNP); induciendo acortamiento en el prisma de acreción de dicho cinturón submarino. Adicionalmente, la partición de deformaciones también tiene lugar en Colombia, tal como propuesto por Gutscher et al. (2000), si se considera la sismicidad presente de la subducción de Nazca y la deformación intracontinental. Tal como ha sido perfectamente identificado por Gutscher et al. (op. cit.) y Taboada et al. (2000) a partir de la distribución en profundidad de la sismicidad contemporánea y de estudios tomográficos, una subducción oceánica plana bajo Colombia tiene lugar al norte del paralelo de latitud 5° N, la cual promueve partición donde la convergencia es oblicua (**Fig. 1**). Sin embargo, algunos aspectos quedan sin resolver referente a la deformación intracontinental en Colombia y Ecuador, tomando en cuenta que la indentación del terreno Chocó-San Jacinto en la fachada pacífica colombiana debería inducir expulsiones dirigidas hacia el norte, lo cual requeriría necesariamente transcurrencia dextral mayor; siendo este el caso para la mayoría de las fallas principales: Pallatanga y Dolores (en Ecuador), Algeciras y Guaicaramo (en Colombia) y Boconó (en Venezuela), con las raras excepciones del sistema de fallas de Romeral-Cauca (SFR) y la falla de Santa Marta-Bucaramanga (FSMB; ambas en Colombia). El movimiento sinistral en la falla de Santa Marta-Bucaramanga, tal como propuesto por Audemard & Audemard (2002), resulta del diferencial de velocidad de escape entre los bloques Triangular de Maracaibo y Norandino; este último ubicado al oeste de la falla en cuestión. El Bloque Norandino, el cual está limitado por los sistemas de falla de Romeral-Cauca y del Piedemonte Llanero de la Cordillera Oriental, es comprimido en mayor grado por el indor que los bloques más al norte (Bloques de Bonaire, Triangular de Maracaibo e inclusive el de Panamá); reduciendo así su velocidad de escape hacia el norte. Por el contrario, aunque considerada como una falla rumbo-deslizante sinistral por muchos autores, el movimiento a lo largo del sistema de fallas de Romeral es aún objeto de intenso debate y controversia. Audemard (2002) propone que el sistema de fallas de Romeral exhibe tanto movimiento lateral sinistral como lateral dextral al norte y sur de la fallas de Ibagué-Cerro Verde respectivamente. El movimiento a lo largo de este sistema de fallas está condicionado por partición de esfuerzos, donde la compresión normal a la fosa colombiana es acomodada por la subducción, tal como lo evidencia las soluciones de mecanismos focales (Gutscher et al., 2000; Jairo Osorio, com. per., 2002), y la componente paralela a la fosa varía a lo largo del rumbo debido a la curvatura de la subducción de la placa de Nazca a lo largo de la costa pacífica colombiana, como lo muestra la **Figura 1**.

Tectónica activa en Venezuela

La tectónica activa en Venezuela, tal como indicado previamente, está supeditada al marco geodinámico imperante, estando Venezuela actualmente surcada por un límite de placas activo de tipo compresivo-transcurrente, cuya evolución terciaria es polifásica, donde una subducción oceánica oblicua (corteza Atlántica adosada al margen pasivo suramericano se consumió por debajo de la corteza Caribe anómalamente engrosada) pasó a colisión oblicua diacrónicamente de oeste en este, para proseguir en una transpresión *s.l.* (regimen compresivo-transcurrente a transcurrente compresivo; Audemard, 1993; 2000). Eventualmente, esta frontera parece mostrar inicios de activación de subducción continentales (tipo A), tal como bajo los Andes venezolanos (Audemard & Audemard, 2002) y La serranía del Interior oriental (Ysaccis et al., 2000). No olvidemos que este margen de placas puede alcanzar los 600 km de ancho, tal como ocurre en el oeste del país.

Esta tectónica activa en Venezuela continental, resultante de partición de esfuerzos y resaltada por una sismicidad moderada tanto en frecuencia como en magnitud (**Fig. 2**), se caracteriza en los aspectos transcurrentes por:

- la deformación neotectónica no se reparte en forma homogénea en todo el territorio nacional, sino que se organiza en franjas, donde se concentran los desplazamientos. El cinturón principal de fallamiento transcurrente y plegamiento corresponde gruesamente con los sistemas montañosos mayores (Andes, serranías de la Costa e Interior centrales y orientales). Igualmente, hay otras zonas móviles secundarias: las serranías de Falcón con el sistema E-W dextral de Oca-Ancón, franja NW-SE del Oriente de Falcón con pliegues y fallas inversas asociadas al fallamiento transcurrente y franja NW-SE del Cañón de Los Roques, cuyas fallas presentan una componente vertical de tipo normal.

Ruptura de sismos históricos venezolanos

- La zona de mayor movilidad, donde ocurren las principales deformaciones, la constituye el cinturón de unos 100 km de ancho, desarrollado en los dos bloques contiguos separados por los accidentes dextrales de primer orden de Boconó (NE-SW), San Sebastián y El Pilar (ambos E-W). Desde la frontera con Colombia hasta Trinidad, estos tres accidentes se concatenan para formar un sistema continuo de más de 1.200 km de largo, donde se concentra lo esencial del movimiento relativo dextral entre Caribe y Suramérica o el Bloque Triangular de Maracaibo y Caribe, constituyendo así el límite transcurrente principal dentro del cinturón en deformación. De hecho, este sistema tiene una velocidad promedio del orden de 1 cm/a, cuando las demás fallas superan escasamente 1mm/a (Oca-Ancón, Valera, Burbusay, La Victoria localmente), y por lo general tienen velocidades por debajo de este último valor (Audemard et al., 2000). Esta alta tasa de desplazamiento, asociada con la gran longitud del sistema Boconó-San Sebastián-El Pilar, se traduce por una marcada actividad sísmica (**Fig. 2**), estando la gran mayoría de los terremotos históricos de magnitud $M_s \geq 7$, reportados en territorio venezolano desde el año 1530, esencialmente asociados a la ruptura de tramos de dicho sistema principal de fallas (Audemard, 1997; Pérez et al., 1997; Audemard, 1999).

- El sistema principal Boconó-San Sebastián-El Pilar presenta numerosas complicaciones estructurales de escala kilométrica y plurikilométrica, en particular en transtensión (cuencas “pull-apart” de San Juan de Lagunillas, Apartaderos, Cabudare, Cariaco; entre otras), o en transpresión (Cerros de Caigüire, en Cumaná, y de Guarapiche; ambos en el estado Sucre y en asociación con la falla de El Pilar); pero no ofrece ninguna complicación a escala regional, salvo en sus extremos suroeste y este, en Colombia por una parte, y en el Golfo de Paria-Trinidad por la otra. Al entrar en Colombia, el sistema de Boconó tuerce para empalmarse al accidente N-S de Chitagá, el cual es fuertemente inverso cerca de su unión con Boconó, pero presenta una componente horizontal sinistral dominante más hacia el Sur. El enfrentamiento entre el Bloque Norandino y Suramérica a nivel de este sistema transversal, se evidencia también por el movimiento inverso-sinistral sufrido por las fallas este de Pamplona y de Morro Negro, ubicadas al Oeste del accidente principal de Chitagá. En su otro extremo, en el Golfo de Paria y en Trinidad, el sistema Boconó-San Sebastián-El Pilar presenta otra complicación mayor al abrirse en una “pata de gallina”, en la cual, sin embargo, el tren de fallas de Los Bajos-El Soldado es el más activo. Este último sistema permite la conexión del sistema principal transcurrente con la extremidad sur de la subducción de las Antillas menores. Esta terminación transtensiva debe adquirir significado transformante, o estar ligada a una estructura más profunda de tales características pero no aflorante, puesto que dos provincias sismotectónicas bien diferentes están puestas en contacto, gruesamente alineada con la costa sur de Paria y del Delta del Orinoco. Al oeste, domina la sismicidad cortical mientras un slab de subducción puede identificarse fácilmente por debajo de Trinidad, El golfo de Paria y la península de Paría, tal como lo evidenciaron Pérez & Aggarwal (1981).

- Algunos accidentes de segundo orden, y de gran extensión geográfica, se alejan oblicuamente del sistema transcurrente principal y se salen de los límites del cinturón principal de deformación. Tal es el caso de la falla de Valera, con movimiento sinistral-normal en su tramo sur y sinistral puro en su tramo norte. Otro ejemplo de este fenómeno sería la falla de Urica.

- Los demás accidentes de orden inferior pueden ser subparalelos a los mayores, como también francamente oblicuos con respecto a estos. Sus desplazamientos son frecuentemente horizontales dextrales (fallas de Caparo, Piñango, Tácata, La Victoria, etc.), y mucho más escasamente sinestrales (fallas de la Punta Charagato, en la isla de Cubagua, y Laguna Grande, en la península de Araya). Los saltos pueden también ser de tipo inverso (discutido posteriormente) o de tipo normal (fallas de Tuñame, Los Médanos, Puerto Escondido y del graben del Río San Juan).

- el Bloque Triangular de Maracaibo, delimitado por la falla sinistral de Bucaramanga, y las dextrales de Boconó y Oca-Ancón (para otros autores, delimitado al Norte por la subducción de buzamiento leve al Sur -16° S- establecida por Van der Hilst, 1990), se caracteriza por estar en su sector más oriental compartimentado en bloques de eje mayor norte sur a NE-SW, los cuales están separados por fallas esencialmente sinestrales (con componentes verticales secundarias inversas), tales como: Icotea, Valera, Burbusay, Hato Viejo, entre otras. Esta estructuración mayor resulta de un mecanismo en estantería de libros (“bookshelf rotation”) generado por la cupla cizallante introducida por las fallas de Boconó y Oca-Ancón. Este caso particular es atípico puesto ambas fallas no son paralelas entre sí; y más bien presentan una relación angular de 45° , lo cual genera deformaciones particulares; así como cambio de sentido de transcurrancia de algunas fallas en el tiempo.

Aunque en general mucho menos visibles en el paisaje que la deformación transcurrente, el norte y oeste del país están fuertemente afectados por accidentes compresivos, tanto frágiles como dúctiles, pudiendo recalcarse los siguientes aspectos:

- los sistemas montañosos mayores (Andes, serranías de la Costa e Interior centrales y orientales) están asociados al sistema de transcurrancia principal, los cuales igualmente evidencian plegamiento, fallamiento inverso, levantamiento tectónico y/o deformación dúctil a escala regional y cortical. Igual situación muestra el anticlinorio de Falcón, la sierra de Perijá (aún mal estudiada en sus aspectos neotectónicos) y las serranías de Trujillo, Ziruma y otras menores internas al Triángulo de Oca-Ancón-Valera-Boconó, aunque no estén directamente ligados al accidente mayor transcurrente.

- los Andes venezolanos, al igual que la serranía del Interior oriental, exhiben las mejores evidencias superficiales de frentes inversos limitófes activos: en ambos flancos para los Andes (Soulas, 1985; Audemard, 1999b) y en el frente inverso de vergencia sur de la serranía del Interior (Singer et al., 1998). El anticlinorio de Falcón muestra una configuración similar a esta última en Falcón central pero de vergencia norte, acomodada por el corrimiento de Taima Taima-Mina de Coro-Chuchure (Audemard, 1993; 1997b; 2001)

- El levantamiento de los orógenos está igualmente soportado por evidencias morfológicas (basculamientos, incisión de la red de drenaje, levantamiento de elementos planares costeros o aluviales, etc.; para los Andes, referirse a Audemard, 2002), así como

Ruptura de sismos históricos venezolanos

por la generación de depósitos molásicos correlativos. No obstante, las evidencias más contundentes son extraídas de la interpretación de miles de kilómetros de líneas sísmicas financiadas por la industria petrolera.

Grandes sismos históricos y sus asociaciones sismotectónicas

Partiendo de las premisas que los grandes terremotos están separados en el tiempo por un período de quiescencia o “silencio” sísmico y que nuestros sismos más destructores exhiben recurrencias en el mejor de los casos generalmente superiores a los 300 años, trataremos a continuación de definir o refinar los segmentos de fallas responsables de los grandes terremotos destructores venezolanos ($M_s \geq 6,9$) ocurridos en los últimos 200 años (1812, 1853, 1894, 1900) a lo largo de las fallas activas principales tanto en longitud (continuidad lateral) como en velocidad de desplazamiento. No se analiza el sismo del 21 de octubre de 1766, considerado el sismo más grande ($M_s 7,9$) de la historia de la sismicidad venezolana por su área sentida del orden de 2×10^6 km², lo que permite considerarlo como un sismo de subducción de profundidad intermedia generado por la terminación sur de la subducción de las Antillas menores (Audemard, 1999); cuyo período de retorno es desconocido, aunque podríamos indicar que no se le conoce equivalente alguno en tiempos históricos (desde 1498 con el tercer viaje de Colón) y contemporáneos, lo cual nos permite sugerir que su recurrencia debe ser similar a los grandes sismos corticales (≥ 270 años).

- El sismo de Caracas del 26 de marzo de 1812

Este sismo ha sido fuertemente estudiado en la última década, consiguiéndose que en realidad son dos eventos independientes sólo separados por menos de una hora los que afectan, por una parte, a la región central y centro-occidental del país y, por otra parte, casi exclusivamente a la ciudad de Mérida; siendo este segundo un evento de magnitud moderada por lo pequeño de su área sentida, pero con muchos efectos de sitio y de amplificación por el espesor de la terraza de Mérida. Por el contrario, el evento que afectó Barquisimeto, San Felipe y Caracas principalmente es un evento mayor que probablemente resulta de una ruptura compuesta, con por lo menos dos focos. En consecuencia, la interpretación de Fiedler (1961) es esencialmente correcta en el número de focos sísmicos, pero en realidad debe atribuirse a dos sismos como lo determinó Altez (1998). Consideraremos como sismo de Caracas de 1812 el evento de doble foco que afectó el centro y centro-occidente del país. Fiedler (op. cit.) ubica los dos epicentros, con magnitudes M_s 6,2 y 6,3 respectivamente, en $10,2^\circ$ N - $69,1^\circ$ W (entre San Felipe y Barquisimeto) y $10,6^\circ$ N - $66,9^\circ$ W (al norte de Caracas). Del análisis de la sismicidad contemporánea (Fig. 2a), proponemos que este evento debería haber ocurrido más al oeste sobre la falla de San Sebastián, en una posición más intermedia entre Puerto Cabello y La Guaira, en función de las intensidades descritas por Fiedler (op.cit.) para los centros poblados de la región centro-norte del país; con un segundo foco sobre la terminación norte de la falla de Boconó, a lo largo del valle del Yaracuy, en el segmento de dicha falla (VE-06e de Audemard et al., 2000) que se extiende desde la cuenca en tracción de Cabudare hacia el NE. Igualmente, debería ubicarse al oeste de la ruptura del sismo de Caracas del 29 de julio de 1967 de magnitud 6,3 que luego ocurre para completar una secuencia sísmica conjuntamente con los sismos de 1812 y 1900, y geográficamente intercalada entre las rupturas de ambos eventos. Suárez y Nabelek (1990) reevalúan la información sísmica de este evento y proponen que, aunque siendo un sismo multi-focal (3 sub-eventos transcurrentes dextrales con progresión de la ruptura hacia el este y un cuarto inverso más profundo y hacia el norte), este sismo ocurre sobre una porción muy segmentada y compleja de la falla de San Sebastián y que la separación de unos 95 km entre los dos sub-eventos más alejados no representa la longitud total de ruptura. Cabe también discutir que la magnitud atribuida por Fiedler (op. cit.) al evento del valle del Yaracuy parece ampliamente subestimada si se aprecia el tamaño de la isosista VIII que pareciese más bien corresponder a un evento de magnitud superior a $M_s 7,0$.

- El sismo de Cumaná de 1853

Este sismo ha sido ampliamente discutido y reevaluado por Audemard (1999), quien basado sobre la ocurrencia de tsunami en Cumaná –similarmente al sismo de 1530- relocaliza este evento sobre la falla de El Pilar, y particularmente sobre su segmento submarino que limita la fosa de Cariaco por el Sur (Fig. 2b). Por otra parte, en función de la probable longitud de ruptura y del tamaño (5-6 m) de la ola tsunami, la magnitud propuesta ($M_s 6,7$) por Fiedler (1961) parece algo subestimada. Audemard (1999) propone que su magnitud debe ser superior a 7 ($7,2-7,4$?). La relocalización del epicentro y recálculo de la magnitud conllevan a que las evidencias de licuación descritas durante este evento si satisfagan relaciones empíricas de distancia epicentral de ocurrencia de licuación vs. magnitud del evento (Rodríguez et al., en preparación).

- El sismo de Santa Cruz de Mora del 28 de abril de 1894

Este evento es conocido en la literatura como el “Gran Terremoto de los Andes Venezolanos”. La ubicación de la ruptura generadora de este terremoto ha sido confirmada por intermedio de excavación de trinchera de evaluación paleosísmica por Audemard (1997), pero el gap sísmico correspondiente al mismo no parece tan obvio de la lectura del mapa de sismicidad instrumental (Fig. 2b). Explicar este hecho puede sustentarse en diversas argumentaciones, entre las cuales las más extremas podrían ser: (1)- la magnitud del evento está sobrevaluada, siendo su ruptura cosísmica más corta que lo plasmado por Audemard et al. (2000), aunque estudios macrosísmicos de datos históricos sustentan esta posición (Audemard, op. cit.), así como el desplazamiento cosísmico observado en trinchera; o (2)- la sismicidad de fondo de los Andes venezolanos como

Ruptura de sismos históricos venezolanos

consecuencia de la compleja estructuración de la cadena, a la escala utilizada en los mapas de la **figura 2**, conlleva a enmascarar el segmento que debería estar quiésciente.

- El sismo de Curiepe del 29 de octubre de 1900

Este sismo afectó la región nor-central de Venezuela, produciendo numerosos daños en poblaciones costeras del Litoral central (Chuspa, La Sabana, Naiguatá, Macuto, La Guaira, Maiquetía), en poblaciones de la región central (Caracas, San Casimiro, Cúa, Charallave, Guarenas, Guatire), en poblaciones de la depresión de Barlovento (Curiepe, Río Chico, Carenero, Higuero, Puerto Tuy, entre muchas otras) y a poblaciones tan alejadas como Clarines y Barcelona (para mayores detalles, referirse a Grases, 1990). La ocurrencia de olas de varios metros en Puerto Tuy (costa de Barlovento) conllevó a ubicar este sismo en el mar (Grases, op. cit.), pero su ubicación epicentral definitivamente está muy alejada hacia el norte, aunque la magnitud asignada Ms 7,6 por Grases (op. cit.) parece apropiada a algo sobreestimada. Al igual que para el sismo de 1853, ajustes en la localización epicentral y la magnitud han corregido problemas con la relación antes mencionada para las evidencias de licuación de este evento; coincidiendo con la localización epicentral propuesta por Fiedler (1961). Este sismo se le asigna al segmento de la falla de San Sebastián contiguo al este de la ruptura del sismo de Caracas de julio de 1967 (**Fig. 2c**), completándose así una secuencia sísmica, de oeste a este sobre la falla de San Sebastián, compuesta por los eventos de 1812, 1967 y 1900. A su vez, el evento de 1900 pareciera venir a completar un segmento limitado por las rupturas previas de los eventos de 1812 y 1853, todos de magnitudes $M_s \geq 7$, aunque no cumplió el cometido de conectar ambas rupturas porque se requirió para ello del evento de Caracas de 1967; evento de un orden de magnitud inferior (M_s 6,3).

- Otros sismos históricos menores y posibles eventos futuros

Algunos sismos pasados pero de menor magnitud podrían también ser ubicados si sus descripciones fuesen más profundas y precisas. A título ilustrativo, el sismo de Cumaná del 17 de enero de 1929 de M_s 6,3 (producto de una ruptura de unos 30 km de largo) pudo ser ubicado por las excelentes descripciones de Sidney Paige (1930); lo cual ha sido confirmado contundentemente por la sismicidad instrumental (**Fig. 2c**). Por el contrario, dos sismos generadores de daños extensivos en la cuenca del Tuy medio y sentidos o con daños menores en Caracas, como los eventos de 1641 (M_s ?; **Fig. 2a**) y 1878 (M_s 5,9; **Fig. 2c**), no han podido ser atribuidos con certeza a ninguna falla en particular de la región al sur de Caracas, aunque el evento de 1641 pareciera más cercano a Caracas, o de mayor magnitud que el otro, por los daños reportados en Caracas.

Usando el mismo criterio del "gap" sísmico, hemos identificado tres posibles segmentos que podrían romper en el futuro, de oeste a este: la falla de Oca en territorio colombiano, la falla de Ancón al Este de la bahía de El Tablazo y la extremidad más occidental del sistema de fallas de la Victoria. El primero de estos segmentos podría haber sido la fuente del sismo del 26 de febrero de 1825 que afectó fuertemente a la población costera de Santa Marta; según breve descripción en Grases (1990). El segundo segmento identificado también ha sido considerado como posible candidato a ser fuente de un terremoto próximo a M_s 7,5, con base en interpretaciones derivadas de investigaciones paleosísmicas realizadas por intermedio de la trinchera de Hato La Pica por Audemard (1996). Con respecto al tercer posible segmento con poquísima actividad sísmica y candidato a ser foco de un futuro evento, no es mucho lo que se conoce a ciencia cierta, excepto que presenta recurrencia del orden de 2 ka para eventos de magnitud M_s 7,0 (Audemard et al., 2000), desconociéndose cuando ocurrió el último, pero seguramente hace más de 500 años.

Agradecimientos

Ante todo, quiero hacer público mi gratitud a la Lic. Gloria Romero, del Dpto. de Sismología de FUNVISIS, por el apoyo gráfico sismológico suministrado, sin el cual este trabajo no hubiese podido realizarse. También, deseo expresar mi gratitud al Ing. José A. Rodríguez del Dpto. de Ciencias de la Tierra, con quien discutir de sismología histórica es una rutina cotidiana; también al Antropólogo Rogelio Altez con quien el sismo de 1812 fue muy discutido durante su estadía en FUNVISIS, intercambiando nuestras percepciones distintas pero complementarias. Agradecer a la srta. Marina Peña, nuestra dibujante, es siempre una obligación. A todos aquellos que me han nutrido con sus discusiones sobre la geodinámica caribe y la tectónica activa venezolana durante los últimos 20 años, mi sincero agradecimiento; y sobretodo en la par colombiana, a mis colegas Hans Diederix, Armando Espinosa, Claudia Lalinde, Myriam López, Jairo Osorio, Gabriel París, Alfredo Taboada, Gloria Toro, Francisco Velandia y Andrés Velásquez.

Referencias bibliográficas

- Altez, R., 1998. Cronometrización extemporánea: los sismos del 26 de marzo de 1812 en Caracas y Mérida. *Revista Geográfica Venezolana*, 39: 297-326
- Audemard, F. A., 1993. Néotectonique, Sismotectonique et Aléa Sismique du Nord-ouest du Vénézuéla (Système de failles d'Oca-Ancón). Ph.D. Thesis, Université Montpellier II, France, 369 pp + anexo.
- Audemard, F. A., 1996. Paleoseismicity studies on the Oca-Ancón fault system, northwestern Venezuela. *Tectonophysics*, 259:67-80
- Audemard, F. A., 1997. Holocene and historical earthquakes on the Boconó fault system, southern Venezuelan Andes: trench confirmation. *Journal of Geodynamics* 24(1-4), 155-167.

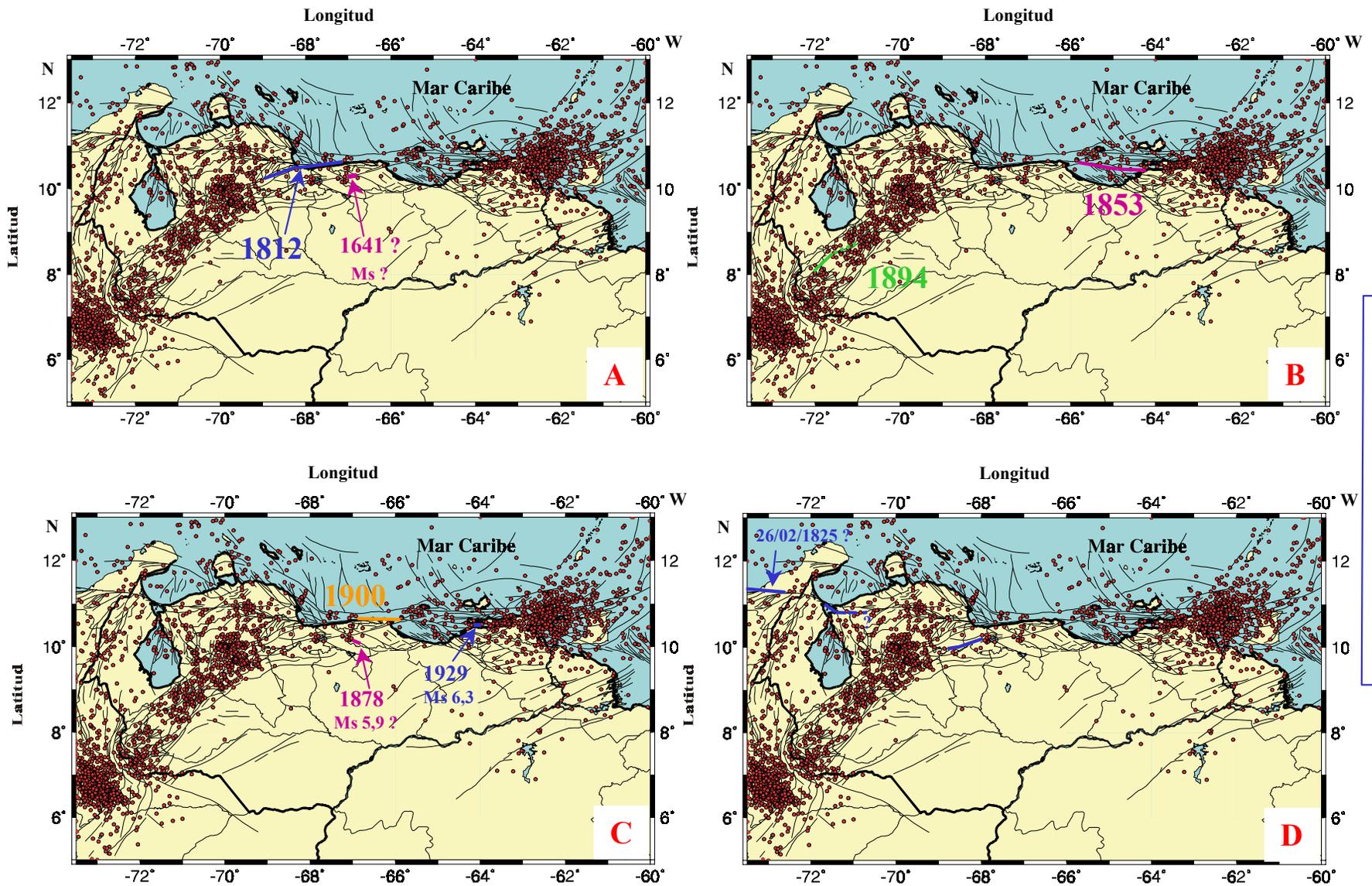


Fig 2. Sismicidad instrumental de Venezuela con magnitud superior a 3,5, entre 1910 y abril 2002 (catálogo FUNVISIS). La asociación sismicidad con la deformación frágil es muy clara. No obstante, se determina la presencia de “gaps” sísmicos, con los cuales se postulan las probables rupturas cosísmicas de los sismos: (A) Caracas del 26/02/1812; (B) Cumaná del 15/07/1853 y Sta. Cruz de Mora del 28/04/1894; (C) Curiepe del 29/10/1900; y (D) futuros eventuales

Ruptura de sismos históricos venezolanos

- Audemard, F. A., 1997b. Tectónica activa de la región septentrional de la cuenca invertida de Falcón, Venezuela occidental. VIII Cong. Geol. Venezolano, Porlamar; 1:93-100.
- Audemard, F. A., 1998. Evolution Géodynamique de la Façade Nord Sud-américaine: Nouveaux apports de l'Histoire Géologique du Bassin de Falcón, Vénézuéla. XIV Caribbean Geological Conference, Trinidad-1995, 2, 327-340
- Audemard, F. A., 1999. Nueva percepción de la sismicidad histórica del segmento en tierra de la falla de El Pilar, Venezuela nororiental, a partir de primeros resultados paleosismicos. VI Congreso Venezolano de Sismología e Ingeniería Sísmica, Mérida, Venezuela. 10 pp (en CD).
- Audemard, F. A., 1999b. Morpho-structural expression of active thrust fault systems in humid tropical foothills of Colombia and Venezuela. *Zeitschrift für Geomorphologie* 118, 1-18.
- Audemard, F. A., 2000. Major Active Faults of Venezuela. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brasil (extended abstract).
- Audemard, F. A., 2001. Quaternary tectonics and stress tensor of the inverted northern Falcón basin, northwestern Venezuela. *Journal of Structural Geology*, 23: 431-453.
- Audemard, F. A., 2002. Geomorphic and geologic evidence of ongoing uplift and deformation in the Mérida Andes, Venezuela. *Quaternary International* (in press).
- Audemard, F. E. and Audemard, F. A., 2002. Structure of the Mérida Andes, Venezuela: relations with the South America-Caribbean geodynamic interaction. *Tectonophysics*, 345(1-4): 299-327.
- Audemard, F. A., Machette, M., Cox, J., Dart, R. and Haller, K., 2000. Map and Database of Quaternary Faults in Venezuela and its Offshore Regions. US Geological Survey Open-File Report 00-0018. Include map at scale 1:2,000,000 and 78-page report.
- Bell, J., 1972. Geotectonic evolution of the southern Caribbean area. *Geological Society of America Memoir* 132, 369-386.
- Beltrán, C., 1994. Trazas activas y síntesis neotectónica de Venezuela a escala 1:2.000.000. VII Congreso Venezolano de Geofísica, Caracas, 541-547.
- Freymueller, J. T., Kellogg, J. N. and Vega, V., 1993. Plate motions in the north Andean region. *Journal of Geophysical Research* 98, 21,853-21,863.
- Fiedler, G., 1961. Áreas afectadas por terremotos en Venezuela. III Congreso Geológico Venezolano, Caracas, 1959, (4): 1791-1810.
- Grases, J. 1990. Terremotos destructores del Caribe 1502-1990. Oreyt (UNESCO), Montevideo, Uruguay. 132 pp.
- Gutscher, M-A., Spakman, W., Bijwaard, H. and Engdahl, R., 2000. Geodynamics of flat subduction: Seismicity and tomographic constraints from the Andean margin. *Tectonics* 19(5), 814-833.
- Jordan, T., 1975. The present-day motions of the Caribbean plate. *Journal of Geophysical Research* 80, 4433-4439.
- Kaniuth, K., Drewes, H., Stuber, K., Temel, H., Hernández, J. N., Hoyer, M., Wildermann, E., Kahle, H. G. and Geiger, 1999. Position changes due to recent crustal deformations along the Caribbean-South American plate boundary derived from CASA GPS project. General Assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics (IUGG), Birmingham, U.K. Poster at Symposium G1 of International Association of Geodesy.
- Kellogg, J. and Vega, V., 1995. Tectonic development of Panama, Costa Rica, and the Colombian Andes: Constraints from Global Positioning System geodetic studies and gravity. *Special Paper Geological Society of America* 295, 75-90.
- Malfait, B. and Dinkelman, M., 1972. Circum-Caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the Caribbean plate. *Geological Society of America Bulletin* 83(2), 251-272.
- Minster, J. and Jordan, T., 1978. Present-day plate motions. *Journal of Geophysical Research* 83, 5331-5354.
- Paige, S., 1930. The Cumaná earthquake, BSSA
- Pérez, O. and Aggarwal, Y., 1981. Present-day tectonics of south-eastern Caribbean and northeastern Venezuela. *Journal of Geophysical Research*, 86:10791-10805.
- Pérez, O.; Sanz, C. and Lagos, G., 1997. Microseismicity, tectonics and seismic potential in southern Caribbean and northern Venezuela. *J. of Seismology*; 1: 15-28.
- Pindell, J. and Dewey, J., 1982. Permo-Triassic Reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region. *Tectonics* 1(2), 179-211.
- Rod, E., 1956. Strike-slip faults of northern Venezuela. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 40, 457-476.
- Singer, A. and Audemard, F. A., 1997. Aportes de Funvisis al desarrollo de la geología de fallas activas y de la paleosismología para los estudios de amenaza y riesgo sísmico, In Grases, J. (ed.): Diseño sismorresistente. Especificaciones y criterios empleados en Venezuela. Publicación Especial Academia de las Ciencias Naturales, Matemáticas y Físicas 33, 25-38.
- Singer, A., Beltrán, C. and Rodríguez, J., 1998. Evidencias geomorfológicas de actividad neotectónica a lo largo de los corrimientos frontales de la serranía del Interior en el oriente venezolano. Mem. XIV Conferencia Geológica del Caribe, Port of Spain, Trinidad, 1995, (1):205-213.
- Soulas, J-P., 1985. Neotectónica del flanco occidental de los Andes de Venezuela entre 70°30' y 71°00'W (Fallas de Boconó, Valera, Piñango y del Piedemonte). VI Congreso Geológico Venezolano, Caracas, 4, 2690-2711.
- Soulas, J-P., 1986. Neotectónica y tectónica activa en Venezuela y regiones vecinas. VI Congreso Geológico Venezolano, Caracas-1985, 10, 6639-6656.
- Suárez, G. and Nábelek, J., 1990. The 1967 Caracas Earthquake: Fault Geometry, Direction of Rupture Propagation and Seismotectonic Implications. *Journal of Geophysical Research*, 95(B11), 17,459-17,474.
- Sykes, L., McCann, W. and Kafka, A., 1982. Motion of Caribbean Plate during last 7 million years and implications for earlier cenozoic movements. *Journal of Geophysical Research* 87(B13), 10,656-10,676
- Taboada, A., Rivera, L.A., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip, H., Bijwaard, H., Olaya, J. and Rivera, C., 2000. Geodynamic of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia). *Tectonics* 19(5), 787-813.
- Tapponnier, P., 1977. Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bulletin Société Géologique de France*, 7, XIX(3), 437-460.
- Van der Hilst, R., 1990. Tomography with P, PP, and pP delay-time data and the three-dimensional mantle structure below the Caribbean region. Tesis de Doctorado, Universidad de Utrecht, Holanda.
- Wadge, G. and Burke, K., 1983. Neogene Caribbean plate rotation and associated central American tectonic evolution. *Tectonics* 2(6), 633-643.
- Ysaccis, R., Cabrera, E. And Castillo, H., 2000. El sistema petrolífero de la cuenca de la Blanquilla, costa a fuera Venezuela. VII Simposio Bolivariano Exploración Petrolera en Las Cuencas Subandinas, Caracas 411-425.