

## GEODINÁMICA Y SISMOTECTÓNICA DE LOS SISMOS DEL ESTADO LA GUAIRA DEL 24 DE JUNIO DE 2026, VENEZUELA NORCENTRAL: GRAN RUPTURA MULTIFOCAL

Franck A. AUDEMARD M.<sup>1</sup>

### RESUMEN

Este trabajo analiza la geodinámica y sismotectónica de la secuencia sísmica ocurrida el 24 de junio de 2026 en el norte-centro de Venezuela. En lugar de un doblete convencional, el evento correspondió a una ruptura multifocal gatillada en la falla de Boconó (Mw 7,2; profundidad ~20–27 km) que propagó la energía hacia el este, desencadenando la liberación principal en la falla de San Sebastián / Bruscas al norte de La Guaira (Mw 7,5; profundidad ~10 km). Esta secuencia replicó de forma casi idéntica el patrón del terremoto histórico de 1812, llenando una brecha de quiescencia sísmica de más de dos siglos. Además, la deformación marina generó olas de tsunami de 0,5 a 1,25 m e indujo deslizamientos submarinos.

### ABSTRACT

*Geodynamics and Seismotectonics of the La Guaira State Earthquakes of June 24, 2026,  
North-Central Venezuela: A Major Multifocal Rupture*

This study evaluates the geodynamics and seismotectonics of the June 24, 2026 seismic sequence in north-central Venezuela. Rather than a conventional doublet, the event represents a multifocal rupture nucleated along the Boconó Fault (Mw 7.2; ~20–27 km depth), which propagated eastward to trigger the main moment release along the offshore San Sebastián / Bruscas Fault system near La Guaira (Mw 7.5; ~10 km depth). This multi-event sequence closely replicated the historic 1812 earthquake rupture pattern, effectively filling a 214-year seismic gap. Additionally, the coseismic displacement and associated submarine landslides produced tsunami waves ranging from 0.5 to 1.25 meters.

**Palabras clave:** Ruptura multifocal, falla de Boconó, falla de San Sebastián, silencio sísmico, tsunami, tectónica activa.

**Keywords:** Multifocal rupture, Boconó fault, San Sebastián fault, seismic gap, tsunami, active tectonics.

### Introducción

Audemard (2014a) sintetiza que “la comprensión del Caribe y sus bordes de placa en los últimos 35 años de manera general ha definitivamente mejorado, a pesar de hacerse progresivamente mucho más compleja. De hecho, las fronteras de la placa Caribe son zonas de borde de placa –ZBP–, en las cuales bloques tectónicos de diverso tamaño, composición, origen y geometría están amalgamados (Figura 1). Estos bloques de cierta forma rodean la meseta oceánica del Caribe. El reconocimiento de estos bloques tectónicos ocurrió primero a lo largo de su frontera sur, como consecuencia que el límite de placa era menos sobresaliente. Ello se vio ampliamente favorecido por estar la frontera en áreas continentales (Figura 1). Por el contrario, el borde septentrional de la placa Caribe se convirtió en un laboratorio natural de geodesia satelital por GPS, como consecuencia de su aparente simplicidad estructural. Sin embargo, las redes GPS no resolvieron las incógnitas cinemáticas planteadas, dado que las redes están instaladas en pequeñas islas, las cuales están inmersas dentro de la propia zona de deformación (Figura 1).

Varias de estas islas de hecho existen por los procesos contractivos que las han elevado fuera del mar, tal como Jamaica y La Española. Igual situación se presenta a lo largo del borde de placa entre las placas Caribe y Atlántica. Puntos de referencia estable dentro del mar Caribe, tales como las islas de San Andrés, Providencia y Aves, son necesarios para resolver el movimiento relativo entre las placas Norteamericana y Caribe”.

Complementa diciendo que “el proceso de partición de las deformaciones de distintas escalas es común a las cuatro fronteras de la placa Caribe. En América Central, una franja costera, limitada por la trinchera mesoamericana y el arco volcánico activo, escapa hacia el NO, aprovechando el debilitamiento de la corteza continental de la placa Caribe por el volcanismo activo a nivel de la América Central. Igual situación es reportada en la porción norte de las Antillas Menores, donde el antearco de este sector de las Antillas se desplaza hacia el norte relativo al resto del arco volcánico. En el límite de placas Norteamérica-Caribe, la franja más septentrional de la isla La Española, limitada entre las fallas

<sup>1</sup> Escuela de Geología Minas y Geofísica, Universidad Central de Venezuela, Ciudad Universitaria, Paseo Los Ilustres, Los Chaguaramos, Caracas 1050, Venezuela (Prof. Titular). También, Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (Jubilado y Asesor permanente). Miembro de las Comisión de Ambiente y Comisión Editora de la Academia Nacional de Ingeniería y Hábitat (ANIH). faudemard@gmail.com

Española Norte y Septentrional, al norte y sur respectivamente, se desplaza hacia el oeste con respecto al resto de La Española. En el margen sur de la placa Caribe, el bloque de Bonaire, así como el bloque que contiene las napas Caribe sobrecorridas en

el norte de Venezuela (aflorantes en Cordillera de la Costa y serranías del Interior central y oriental), hacen lo propio (Figura 2) aunque a tasas de movimiento más lento que en los otros bordes de placa”.

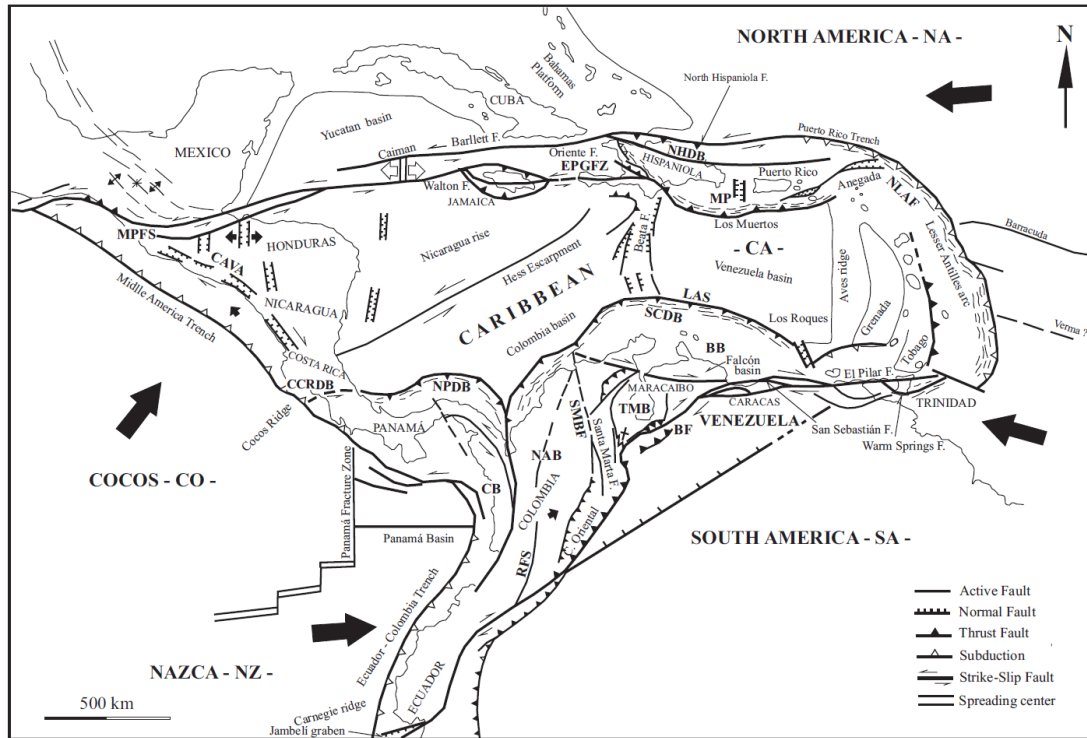


**Figura 1.** Rasgos tectónicos mayores de la región caribeña (modificado de Stephan, 1982). Abreviaturas (iguales al del texto): BB Bloque de Bonaire; BF Falla de Boconó; CAVA Arco volcánico de América Central; CB Bloque Chocó; CCRDB Cinturón de deformación de Costa Rica Central; EPGFZ Zona de falla de Enriquillo-Plantain Garden; LAS Subducción de las Antillas de sotavento; MP Paso de la Mona; MPFS Sistema de fallas de Motagua-Polochic; NAB Bloque Norandino; NHDB Cinturón de deformación de Española Norte; NLAF Antearco de las Antillas Menores del Norte; NPDB Cinturón de deformación Nor-Panameño; RFS Sistema de Fallas de Romeral; SCDB Cinturón de deformación Sur-Caribeño; SMBF Falla de Santa Marta-Bucaramanga; TMB Bloque Triangular de Maracaibo (tomado de Audemard, 2014a).

Por último, Audemard (2014a), recalca que “por otra parte, la indentación y expulsión de bloques, así como subducciones inducidas, son procesos igualmente frecuentes en los bordes de la placa Caribe. La indentación por altos o relieves submarinos de alta flotabilidad (ej., Carnegie y Cocos), como motor de expulsiones de bloques tectónicos, ha sido invocado para el bloque Norandino y la franja costera de América Central que se extiende entre Costa Rica y Guatemala, respectivamente (Figura 2). En otros casos, tales particiones de deformaciones han sido atribuidas a la convergencia oblicua entre la placa subducida y la sobrecorrida, como para el caso del antearco de las Antillas Menores del norte y el bloque septentrional de La Española. No obstante, el mejor ejemplo regional de indentación-expulsión lo conforma la colisión y posterior suturación del bloque del Chocó (originalmente perteneciente al Arco de Panamá) contra la fachada occidental suramericana, que induce la expulsión de una gran porción de Suramérica,

que se extiende entre el golfo de Guayaquil o graben de Jambelí, en Ecuador, y las Antillas Holandesas de Sotavento, al norte de Venezuela, incluyendo toda Colombia montañosa (Figuras 1 y 2). Este proceso es relativamente joven, probablemente iniciado en el Mioceno superior, con el cierre parcial del canal del Caribe, pero hecho efectivo ya en el Plioceno (5-3 Ma), cuando ocurre el paroxismo tectónico más reciente de la Cordillera Oriental de Colombia y de los Andes de Mérida en Venezuela, al igual que la transcurrancia dextral del sistema que se extiende entre las fallas de Puná (Ecuador) y Boconó (Venezuela). Parte del retardo en el acoplamiento efectivo del bloque de Chocó contra Suramérica, además de la oblicuidad entre los bloques en confrontación, puede deberse a la baja rigidez del indenter (Arco de Panamá), el cual sufre fuertes deformaciones internas (flexión oroclinal y fallamiento sinistral de orientación NO-SE). El choque efectivo del bloque Chocó conlleva a la expulsión de los bloques Norandino,

Maracaibo y Bonaire hacia el NNE (Figuras 2 y 3). La subducción que conlleva a esta colisión está hoy día parcialmente fosilizada entre el bloque Chocó y Suramérica, en asociación al sistema de fallas de Romeral. Esta colisión tiene expresión superficial hasta la latitud de 4° N en Colombia, y se expresa en superficie por el alineamiento ENE-OSO de las fallas de Garrapatas, Río Verde, Ibagué y el cambio de estilo estructural del piedemonte llanero de la Cordillera Oriental de Colombia de transcurrancia dextral al sur al de transpresión dextral al norte, aproximadamente a la latitud de Santa Fé de Bogotá. En profundidad, tal cambio estructural al nivel de la losa de subducción de afinidad caribeña (y fuertemente suturada contra el bloque Chocó al sur del golfo de Urabá), coincide con el mal llamado “desgarre” de Caldas (de hecho, resultan ser dos losas distintas parcialmente solapadas), ubicado algo más al norte (5,6° N), cuya expresión superficial llega hasta la latitud de 4° N. Esta losa de subducción ha sido muy bien definida recientemente con base en anomalías de velocidades de ondas P, la cual se hunde hacia el ESE, bajo el bloque triangular de Maracaibo y los Andes de Mérida, hasta profundidades de 700 km, pero no alcanza extenderse más al norte de la falla de Oca-Ancón, la cual debe funcionar como su desgarre norte, para separarla de la subducción inducida de las Antillas de Sotavento, a la cual se asocia el cinturón de

deformación surcaribeño. A partir de vectores GPS, el bloque Norandino *sensu stricto* puede ser subdividido en hasta 13 bloques tectónicos menores, tal como a fines del Proyecto GEORED del Servicio Geológico Colombiano; pero a fines de modelación de deformación rígida, se ha fragmentado de manera conservadora en sólo 3 grandes sub-bloques. Por su parte, el interior de la placa Caribe parece ser una única unidad rígida, al menos hasta la resolución de los resultados GPS del orden de 2-3 mm/a. El escarpe de Hess, el cual presenta una actividad sísmica no despreciable en su extremidad suroeste, parece moverse en ese orden de velocidad. No obstante, en términos de la evolución geodinámica neógena del Caribe, este rasgo mayor submarino que corta en dos el piso oceánico Caribe en dirección NE-SO, juxtapone dos entidades caribeñas muy dispares a simple vista. Proponemos que este accidente puede haber jugado un rol muy importante en la migración relativa hacia el este de la parte meridional caribeña, la contentiva del LIP o meseta oceánica, en el Mioceno medio y el Mioceno superior. Actualmente, se estaría iniciando una reactivación moderna, igualmente con movimiento predominantemente sinistral con componente subordinada normal; pero esta vez ligada a la subducción del alto de Cocos de alta flotabilidad” (Figura 1).



**Figura 2.** Mapa geodinámico simplificado del Noroeste de Sudamérica, mostrando los bloques mayores o microplacas, rodeados por las placas mayores (Nazca, Caribe y América del Sur). Abreviaturas empleadas: A) Para bloques o microplacas: BB Bonaire block, CB Chocó (o Baudó) block, MTB Maracaibo Triangular block, NAB North Andean block and PB Panamá block o microplate. B) Para fallas: AF Algeciras fault, ASF Afiladores-Sibundoy fault, BF Boconó fault, CCPP Cosanga-Chingual-Pallatanga-Puná fault, EPF El Pilar fault, GF Guaicáramo fault, LAS Leeward Antilles subduction, NPDB North Panamá Deformed Belt, OAF Oca-Ancón fault, RFS Romeral fault system, SCDB South Caribbean Deformed Belt, SMBF Santa Marta-Bucaramanga fault, SSF San Sebastián fault (modificado de Audemard, 2009). GGTB significa Guayaquil Gulf-Tumbes basin y LRC para Los Roques canyon. This figure also shows velocity vectors of GPS stations located on the NAS with respect to South America expressed in ITRF2008, obtained by the Space Geodesy Group of the Geological Survey of Colombia (según Mora-Páez et al., 2019). (tomado de Audemard et al., 2021).

La tectónica activa de Venezuela, en esa ZBP meridional Caribe, 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 (e.g., Audemard, 2002). Venezuela presenta la mayor parte de sus deformaciones neotectónicas – generadoras de una gran actividad sísmica –, en una franja de unos 100 a 150 kilómetros de ancho, definida por el eje cordillerano-costero del país y constituida por el sistema de grandes fallas activas de tipo transcurrente dextral conocidas como fallas de Boconó, San Sebastián, El Pilar y Los Bajos, las cuales se desarrollan de manera continua desde la frontera colombo-venezolana en el Táchira hasta la Isla de Trinidad sobre una distancia de unos 1.500 kilómetros (Audemard y

Singer, 1997). Estas fallas geológicas principales permiten caracterizar la distribución hipocentral de los sismos mayormente dentro de un carácter cortical, es decir, eventos sísmicos cuyos valores no superan los 40 km de profundidad (Figura 4). Adicionalmente, estas fallas han sido las causantes de los principales eventos sísmicos ocurridos en Venezuela (1812, 1853, 1894, 1900 y recientemente 1967 y 1997), y claramente se puede observar la correlación que existe entre la distribución de los epicentros y las fallas activas presentes en el territorio nacional (Figura 4). Sin embargo, es posible compilar información sobre eventos sísmicos de profundidad intermedia localizados, espacialmente, en los extremos este y oeste de Venezuela, y cuyos procesos geodinámicos están asociados a zonas de subducción que agregan complejidad al panorama tectónico de la región.

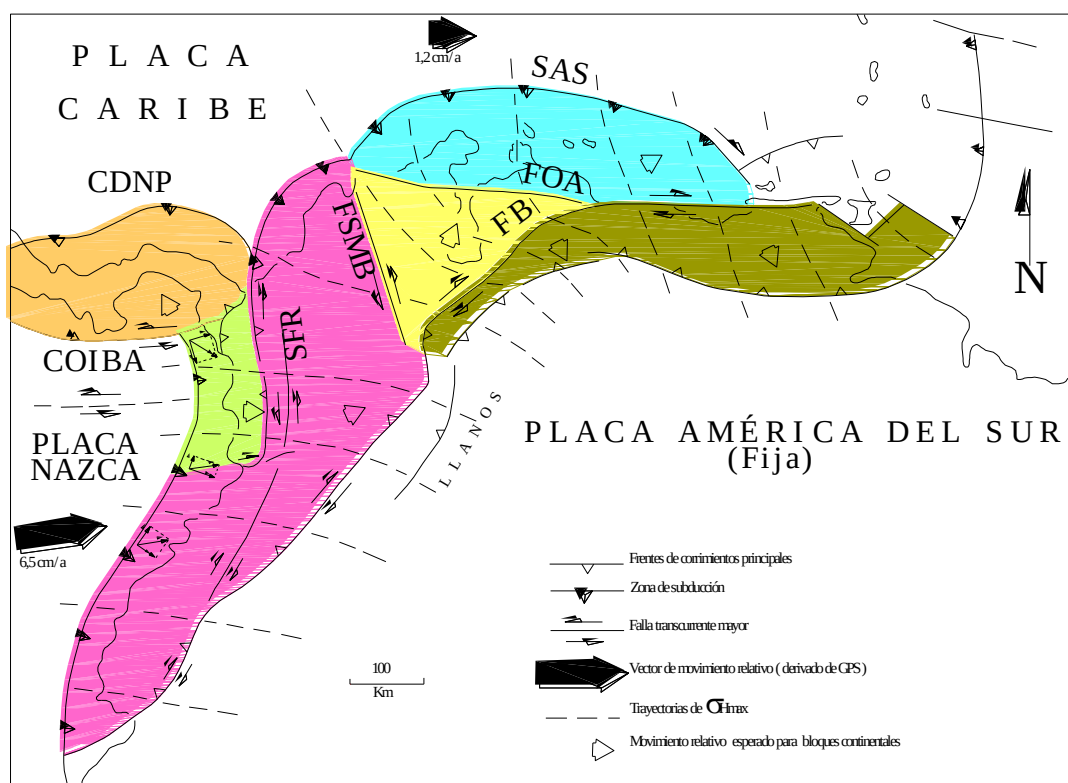


**Figura 3.** Marco geodinámico del norte de Suramérica, donde se muestra la fragmentación de la región en diversos bloques continentales como consecuencia de la suturación del bloque del Chocó (en verde) contra Suramérica. Se indica igualmente los movimientos relativos esperados de distintos bloques tectónicos o compartimientos con referencia a Suramérica fija (tomado de Audemard, 2002).

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, Santa Úrsula (Curiepe) de 1900, Cumaná de 1929, El Tocuyo de 1950 y más recientemente Caracas de 1967, Cariaco de 1997 y Tucacas de 2009; sin ser necesariamente sismos de grandes magnitudes ( $M_s \geq 7,0$ ).

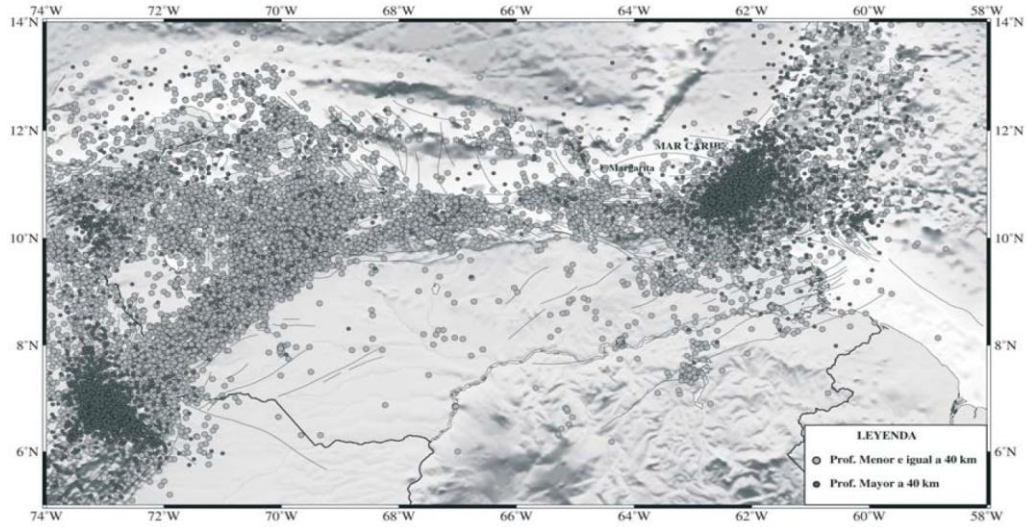


**Figura 4.** Mapa de Venezuela con la distribución de los sismos según sus profundidades, registrados en el período 1910-2008 (tomado de Palma et al., 2010).

Dado 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), los segmentos de fallas responsables de los grandes terremotos destructores ( $M_s \geq 6,9$ ) ocurridos en los últimos 200 años sobre 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 inter-sísmico, aplicando el concepto de gap sísmico o “silencio” o quiescencia sísmica, el cual debe estar reflejado en los patrones de actividad sísmica contemporánea, Audemard (2002) evalúa 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 identifica otros “gaps” sísmicos, de igual importancia, con potencialidad de romperse en el futuro e intenta proponer ubicaciones tentativas de algunos sismos destructores pero de magnitudes intermedias ( $5,0 < M_s < 6,9$ ). Muy particularmente, los recientes sismos del 24 de junio de 2026 de magnitud  $M_w$  7,2 y 7, 5 y separados de 39 segundos (USGS, 2026), con epicentros en los estados Yaracuy primero y al norte del estado La Guaira después (GFZ, 2026), viene a llenar esa zona de quiescencia sísmica posterior al sismo de La Guaira-Caracas del Jueves Santo de 1812, el cual trataremos en esta contribución (Figura 5).

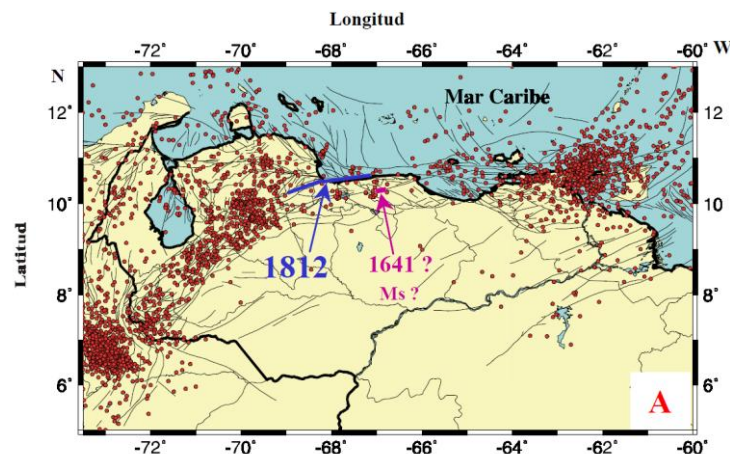


**Figura 5.** Sismicidad instrumental de Venezuela con magnitud superior a 3,5 entre 1910 y abril de 2002 (catálogo FUNVISIS). La asociación de la sismicidad con la deformación frágil es muy clara. No obstante, se determina la presencia de quiescencia sísmica (gap sísmico), con los cuales Audemard (2002) postuló la extensión lateral de varias probables rupturas cosísmicas de sismos históricos (extracto de la figura 2 de Audemard, 2002).

### Marco geodinámico

Como ya hemos indicado, la tectónica activa de Venezuela debe ser necesariamente 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 (Audemard et al., 2000, 2005, 2006). Esta interacción varía dramáticamente del este hacia el oeste (Figuras 1 a 3). Mientras que el norte de Venezuela está esencialmente afectado por la interacción directa entre las placas Caribe y Sudamericana, Venezuela occidental muestra un contexto geodinámico más complejo (Audemard, 2000; Figuras 2 y 3). 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 (Figura 3; Audemard, 1993; Singer & Audemard, 1997; Audemard, 1998). Relieves 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 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 de manera dextral. 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° W, según Minster & Jordan, 1978), es responsable del mecanismo de partición de deformaciones imperante, donde la transcurrencia 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 falcónica, Río Guárico, Tácatá,

Píritu, San Mateo (Jose), Urica y San Francisco; entre muchas otras fallas activas), mientras el acortamiento transversal 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 (Piritá, 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; 1997).

Más recientemente, entendemos que esta ZBP a todo lo largo del territorio nacional acomoda partición de deformaciones, y tal como lo resume Audemard (2009), a pesar que muchos autores han considerado al sistema transcurrente dextral de Boconó-San Sebastián-El Pilar como el límite de placa en transformación (*e.g.*, Hess y Maxwell, 1953; Schubert, 1979; Stéphan, 1985; Pérez et al., 2001a, 2001b), otros afirmamos que la deformación está distribuida sobre una franja ancha de un centenar de kilómetros o más, donde se ha interpretado una estructuración en orógeno flotante tanto en Los Andes de Mérida (Audemard, 1991; Jácome, 1994; Audemard y Audemard, 2002; Chacín *et al.*, 2005; Monod *et al.*, 2010; Rondón, 2016; Ávila-García *et al.*, 2022), a través de la cuenca de Falcón (Porras, 2000) y en Venezuela nororiental (Ysaccis, 1997; Ysaccis *et al.*, 2000; Figura 3). Ello implica que la frontera de placas del norte de Suramérica en territorio venezolano está por definición flanqueada tanto por una subducción tipo A como por una B en toda su extensión (Figura 3). Y de manera particular, el extremo más oriental de este ancho cinturón particionado evoluciona en un típico STEP (*Subduction to Transform Edge Propagator*) según la acepción, por ejemplo, de Govers y Wortel (2005), con la presencia de desgarres litosféricos.

En términos de evolución geodinámica durante el Terciario y el Cuaternario, tal como lo plantea Audemard (2009), y tal como ha sido reproducido digitalmente por el modelo evolutivo de Montheil et al. (2025), la PBZ del Caribe meridional se inició ya en el Cretácico como subducción oblicua de tipo B, donde la corteza oceánica sudamericana subducía hacia el NW bajo el LIP (*Large Igneous Province*, por sus siglas en inglés) Caribe (CLIP), dando sucesivamente paso a una creciente colisión oblicua progresivamente más joven al este (con creciente superficie de contacto y acoplamiento), que fue permitiendo el sobrecorrimiento de las napas de afinidad Caribe de vergencia SSE sobre el margen pasivo Jurásico indeformado del norte de Suramérica. A medida que la colisión se hizo insostenible por el creciente acoplamiento, la transpresión particionada tomó el relevo (Audemard, 1993, 1998, 2009), implicando que la transcurrencia asumió un rol preponderante en tiempos más recientes. Este autor indica que la activación de la transcurrencia se inicia en el Oeste a unos 17 Ma (sistema de fallas de Oca-Ancón) y alcanza el oriente venezolano, a la Falla El Pilar, alrededor de los 10-12 Ma. Esto implica que la subducción-colisión-transpresión, así como el mecanismo de STEP en su extremo más oriental, fue migrando de oeste en este como una ola que rompe a lo largo de una playa y está hoy día en funcionamiento en Venezuela oriental y Trinidad (Audemard, 2009, 2011). En consecuencia,

igualmente, la ZBP se ha hecho más transcurrente y menos compresiva con el tiempo, aunque se mantiene compresiva (Audemard et al., 2005, 2006; Audemard y Castilla, 2016); a pesar de mostrar transtensión localizada, como en la fosa de Cariaco y en la plataforma de Carúpano (Audemard et al., 2005) o entre las penínsulas de Araya y Paria (Reinoza et al., 2020).

Dada la configuración geográfica y fisiográfica venezolana, de la cual deriva que estemos abiertos al mar sobre una extensión de costas cercana a los 3000 km, aunado al contexto geodinámico o tectónico, donde todo el occidente y la frontera norte de nuestro territorio estén surcado por un límite de placas tectónicas activo, parcialmente en tierra y significativamente en mar (Figura 2), el estudio de las fallas pertenecientes a la frontera de placas Caribe-Suramérica (CA-SA), con clara y ya demostrada capacidad generadora de sismos destructores (e.g., Centeno-Graü 1969, Grases 1990, Grases et al. 1999, Audemard 1999, 2002, 2007, 2011, 2014b), es de vital importancia en la estimación de la amenaza sísmica (EAS) a fines de la reducción del riesgo sísmico. La Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas –FUNVISIS–, como institución rectora de la sismología nacional y por ende de su caracterización, ha necesariamente incorporado las fallas con trazas submarinas, tal como la falla de San Sebastián a lo largo de la costa centro-norte del país, en la EAS de las zonas costeras y áreas adyacentes, desde sus primeros estudios desde el año 1979. Y ha puesto particular empeño en estudiar aquellos que han generado olas tsunamis asociadas (e.g., Audemard, 1999; 2007; González et al., 2004; Audemard et al., 2014; Oropeza y Audemard, 2016; Audemard y Leal, 2017).

#### **Los sismos del estado La Guaira del 24 de junio de 2026: una ruptura multifocal**

Los recientes sismos ocurridos en el transcurso del mes de junio de 2026, a similitud con el sismo de marzo de 1812, acontecen durante la celebración de una fiesta patria o de un día religioso católico. Los de junio del 2026 ocurren en día de la celebración nacional de la Independencia de Venezuela, la cual se celebra los 24 de junio, día en que se alcanza la victoria independentista de la Batalla de Carabobo. Por su parte, el sismo destructor del 26 de marzo de 1812 se entremezcla con la celebración católica del Jueves Santo, con la crucifixión de Jesucristo y la homilía de ese día sacro. Sin embargo, hasta aquí no llegan las coincidencias entre ambos sismos.

Los sismos del estado La Guaira de 2026 –así nombrado aquí por ahí concentrarse la gran mayoría de los daños destructores de estos 2 eventos de magnitud Mw 7,0+- sustancialmente repiten dónde 214 años antes habían ocurrido los catastróficos sismos de 1812 (Figura 5). A pesar de haber producido extrañeza en la comunidad mundial, tanto científica como pagana, por ser dos sismos próximos espacialmente y sólo separados de 39-40 segundos en tiempo (e.g., USGS, 2026; GFZ, 2026), los eventos de 2026 casi replican a la perfección la secuencia de 1812.

Para mejor entender a los sismos de 2026, debemos retrogradarnos a DC 1812. Según estudios previos de sismología histórica, los cuales persiguen reducir los niveles de

incertidumbre en la relación causal de los grandes sismos históricos del occidente venezolano, el sismo de 1812, a partir de la distribución de daños reportados por Rodríguez y Audemard (1997) y Altez (2005a) para este evento, debería más bien asociarse al segmento San Felipe (Boc-e) de la falla de Boconó en tierra y a la porción más occidental de la falla de San Sebastián en mar, así confirmando la propuesta de Audemard (2002), quien aplicando el concepto de silencio sísmico (*seismic gap*), proponía la ubicación y extensión lateral de las rupturas asociadas a los sismos de 1812: a lo largo del valle del Yaracuy, entre Barquisimeto y San Felipe, y a lo largo de la costa norcentral venezolana en su sector occidental. Cabe señalar que con el establecimiento de una tasa de desplazamiento más precisa (8-12 mm/a) en tiempos más recientes, por medio de la datación de radionucleidos cosmogénicos (TCN por sus siglas en inglés; *Terrestrial Cosmogenic nuclides*, como el  $^{10}\text{Be}$ ) de geoformas aluviales en el valle del Yaracuy, Pousse-Beltrán et al. (2017) plantearon que, transcurridos ya más de 200 años del sismo predecesor de 1812, la acumulación entre 1 a 4 m de deformación elástica desde entonces, era suficiente para generar un sismo del orden de Mw 7,5.

En vista de las similitudes entre ambas secuencias de 1812 y 2026, es necesario ahondar al respecto del sismo del 26 de marzo de 1812, ya que diversos autores (Centeno Graü, 1969; Fiedler, 1961; 1972; Rodríguez y Audemard, 1997; Audemard, 2002; Altez, 2005a y b) lo han considerado como un sismo multifoco. Centeno Graü (1969) considera que tuvo tres focos: uno en el mar Caribe, entre los Roques y la costa de La Guaira; otro frente a San Felipe, Barquisimeto y El Tocuyo; y un tercero, al sur del lago de Maracaibo. Fiedler (1961; 1972) también apoya la hipótesis de que tuvo tres focos: uno al norte de la costa de la Guaira, un segundo foco en la Falla de Boconó, entre San Felipe y Barquisimeto, y un tercero al suroeste de Mérida. Altez (2005a; 2005b; 2006) sostiene que en realidad tuvo dos focos, ya que considera que el movimiento sísmico que afectó a Mérida ocurrió aproximadamente una hora después de los de Caracas y San Felipe. En tal sentido, Rodríguez y Audemard (1997), posteriormente publicado por Altez (1998), plantea la idea de la existencia de dos sismos diferentes, en la misma tarde y a diferentes horas, para las regiones de Caracas-Barquisimeto y Mérida, respectivamente. En el trabajo de FUNVISIS (Rodríguez y Audemard, 1997), se presentan dos mapas de isosistas que separan los efectos de los dos sismos. Esta nueva hipótesis se sostiene en la evidencia documental que demuestra que Caracas fue afectada por un terremoto a las 16:07, mientras que en Mérida la afectación ocurrió alrededor de las 17:00 horas (ambas horas locales; no existiendo homologación horaria en Venezuela hasta 1912) del mismo 26 de marzo. Esta es la hipótesis actualmente más compartida, aceptándose 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 (uno en el mar en el centro-norte del país y otro en tierra en el valle del Yaracuy). Esta geometría se asemeja enormemente a la del “doblete sísmico” del 24 de junio; concepto que no compartimos por lo vago de su definición. En tal sentido, debemos resaltar la vaguedad que la definición de este término en la literatura sismológica actual exhala, entre su acepción inicial por Kagan y Shagan (1999), que se refiere a dos sismos muy similares de magnitud Mw 7,5+, y la de Grimm (2022), entre las más recientes, sin mencionar el sin número de otras acepciones tan divergentes, contrastadas y diferentes entre las dos ya señaladas. La definición de doblete sísmico según este último autor, la cual acota muy bien, corresponde a un par de eventos que cumplen las siguientes condiciones: a) una diferencia de magnitud de no más de 0,4 unidades, b) ocurridos en un lapso de 365 días (ventana temporal típicamente modelada para un modelo de pérdidas para (re-)aseguro) y c) contenidos en un radio de 2,5 veces la longitud de ruptura del primer evento. Para Grimm (2022), el término “doblete sísmico” es perfectamente sinónimo de “secuencia de multi-eventos principales”. Los sismos del estado La Guaira de 2026 satisfacen todas las condiciones impuestas por Grimm (2022), aunque pareciera que el doblete al que se refiere este último autor es al par de eventos compuesto por el sismo principal acompañado de su réplica (o premonitor?) mayor. En este caso, para no caer en lo impreciso del término “doblete sísmico”, nos casamos con el término “sismo multifocal” o “secuencia multi-eventual”, con una nucleación en el sismo Mw 7,2 que inicia la ruptura y su propagación hacia el este, hasta encontrar una región sobre el mismo plano de falla una región muy cargada de energía

elástica próxima a la ruptura, que entonces libera el grueso del momento sísmico (centroide de momento sísmico) del sismo de Mw 7,5 (Figura 6).

### Falla causativa de la secuencia multi-eventual

Partiendo de nuestras propias observaciones de campo, luego de haber estado recorriendo el centro-occidente (estados Yaracuy, Carabobo y Falcón) durante 9 días consecutivos, podemos contundentemente afirmar que la propuesta de dos focos sísmicos en el estado Yaracuy (USGS, 2026) no se sostiene con el bajo nivel de daños reportado en esta región del país. Sin embargo, un primer evento de Mw 7,2, con foco a unas pocas decenas de kilómetros al este de la ciudad de San Felipe y con profundidad entre 20 y 27 km, si podría justificar las relativamente bajas intensidades sísmicas reportadas por el USGS (2026), validadas por las primeras evaluaciones realizadas por FUNVISIS en los días sucesivos al sismo (28 de junio al 6 de julio). Tal profundidad también justificaría lo discreto de la expresión superficial de la ruptura cosísmica del segmento Boc-e de la falla de Boconó; de orientación WSW-ENE a este-oeste y cinemática dextral (USGS, 2026). No obstante, su posición y extensión en el campo validan la experticia desarrollada por FUNVISIS en la cartografía neotectónica de sus rasgos tectónicamente activos en el territorio nacional por ya 45 años; constatación ya previamente hecha por el autor durante el sismo de Cariaco del 9 de julio de 1997. El segundo evento, por su parte, necesariamente debe ubicarse ampliamente al este del primero, en proximidad y al oeste de Maiquetía-La Guaira, en mar, tal como lo propone el GFZ (2026; Figura 7).

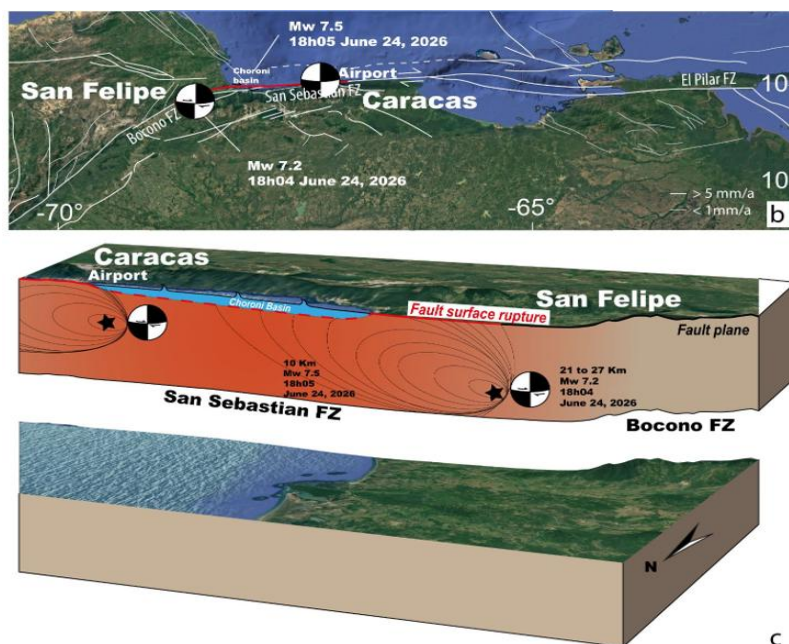


**Figura 6.** Figura esquemática que plasma la relación entre el sismo iniciador de Mw 7,2 sobre la falla de Boconó (Boc-e de Audemard, 2014), que luego de propagar hacia el este, dispara el de mayor relajación de momento sísmico de Mw 7,5 en proximidad a Maiquetía-La Guaira.



una traza submarina al norte del Cerro Machado, costa afuera, la que combinada con la falla de Bruscas en tierra, levanten las unidades plio-pleistocenas del Grupo Cabo Blanco, de clarísima afinidad marina, en un pop-up o push-up (lomo de presión o pilar tectónico; estructura transpresiva en relevo de fallas o en doble curvatura transpresiva). El cerro Machado así

sería un excelente análogo a los cerros Caigüire de la ciudad de Cumaná en relación a la falla El Pilar, tanto en su equivalencia sedimentaria, ambiental y cronoestratigráfica, como en su estructuración en gigantesco lomo de presión (o flor positiva). Estudios geofísicos marinos en el corto plazo tendrán que dar respuesta a estas interrogantes abiertas.



**Figura 8.** Rasgos morfotectónicos del escarpe cosísmico, en foto aérea de la misión C8 de 1951, destacado por una franja blanca a lo largo de la traza activa de la falla de Bruscas (parte del Sistema de fallas de San Sebastián), en el flanco sur del cerro Machado, previo a los terracedos del Aeropuerto Internacional Simón Bolívar de Maiquetía (fotografía de autor desconocido).



**Figura 9.** Falla de Bruscas en el cerro Machado, al norte del Aeropuerto Internacional Simón Bolívar de Maiquetía. La misma se reconoce por yuxtaponer rocas sedimentarias muy distintas en litología (detriticos finos contra gruesos), color (blancuzco contra ocre rojizo) y origen (marino contra continental). Izq: Vista satelital de la extremidad este de la falla de Bruscas, resaltada por líneas rojas, en proximidad de estación meteorológica del aeropuerto. Der: Vista de tierra, en los acantilados detrás del sector Mare.

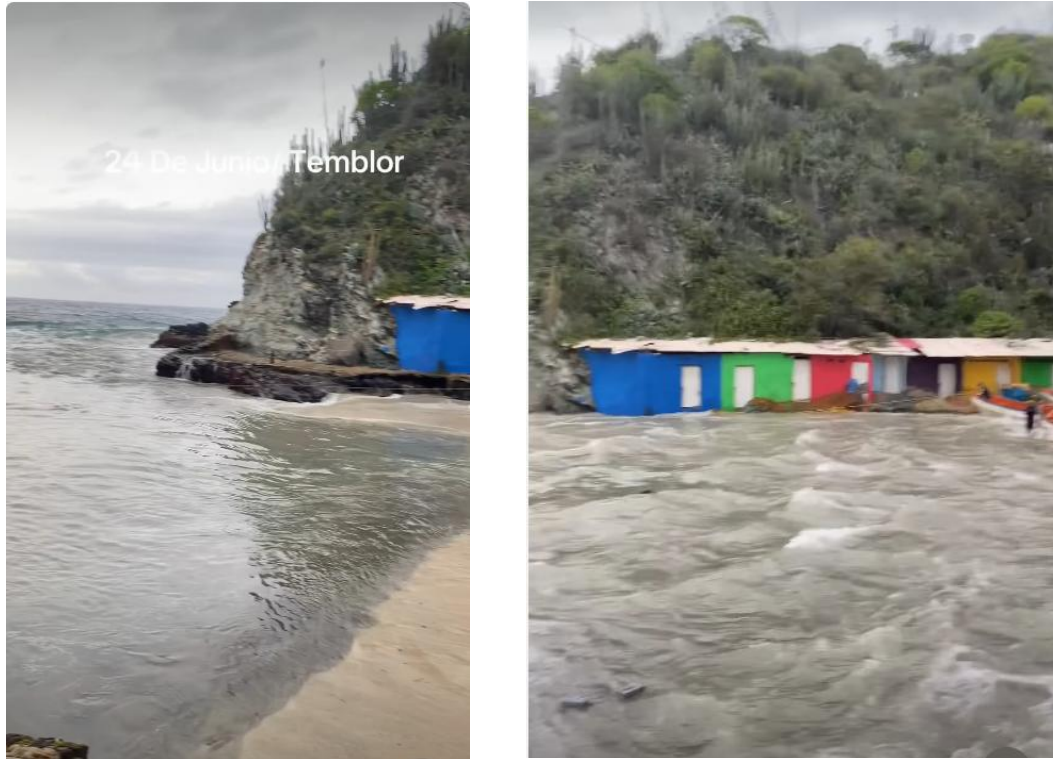


**Figura 10.** Imágenes sacadas de un video aficionado que muestra, primero, el retiro del mar, y luego, el regreso del mismo una veintena de segundos después, asociado a los sismos del 24/06/2026 (publicado por <https://www.instagram.com/reels/DaiEU9O0KT/>).

## Referencias

- Altez, R. (1998). Cronometrización extemporánea: los sismos del 26 de marzo de 1812 en Caracas y Mérida, *Revista Geográfica Venezolana*, 39 (1-2): 297-325.
- Altez, R. (2005a). Los sismos del 26 de marzo de 1812 en Venezuela: Nuevos aportes y evidencias sobre estos eventos. *Boletín Técnico IMME*, 43 (2): 11-34.
- Altez, R. (2005b). Todo lo que se movió en 1812 en la placa del Caribe: sismos, volcanes y transmisión de energía. *Revista Geográfica Venezolana*, Número Especial 2005: 143-170.
- Altez, R. (2006). El Desastre de 1812 en Venezuela: Sismos, Vulnerabilidades y Una Patria No Tan Boba. Universidad Católica Andrés Bello y Fundación Polar, Caracas, Venezuela, 522 p.
- Audemard, F. A. (1993). Néotectonique, Sismotectonique et Aléa Sismique du Nord-ouest du Vénézuéla (Système de failles d'Oca-Ancón). PhD thesis, Université Montpellier II, France, 369 p.
- Audemard, F. A. (1997). 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.
- 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 paleosísmicos. VI Congreso Venezolano de Sismología e Ingeniería Sísmica, Mérida, Venezuela.
- Audemard, F. A. (2000). Major Active Faults of Venezuela. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil (Conferencia invitada; Resumen extendido en formato CD-Rom).
- Audemard, F. A. (2002). Ruptura de los grandes sismos históricos venezolanos de los siglos XIX y XX, revelados por la sismicidad instrumental contemporánea. 9º Congreso Venezolano de Geofísica, noviembre 17-20, Caracas.
- Audemard, F. A. (2007). Revised seismic history of El Pilar Fault, Northeastern Venezuela, after the Cariaco 1997 Earthquake and from recent preliminary paleoseismic results. *Journal of Seismology*, 11(3): 311-326.
- Audemard, F. A. (2009). Key issues on the post-Mesozoic southern Caribbean plate boundary. *Geological Society, London, Special Publications*, 328, 567-584. <https://doi.org/10.1144/SP328.23>
- Audemard, F. A. (2011). Multiple-trench investigations across the newly ruptured segment of the El Pilar fault in northeastern Venezuela after the 1997 Cairo earthquake. In: F.A. Audemard, A.M. Michetti, J. McCalpin (eds.). *Geological criteria for evaluating seismicity revisited: 40 years of paleoseismic investigations and the natural record of past earthquakes* (pp. 133-157). GSA. [https://doi.org/10.1130/2011.2479\(06\)](https://doi.org/10.1130/2011.2479(06))
- Audemard, F. A. (2014a). Active block tectonics in and around the Caribbean: A Review. In: M. Schmitz, F.A. Audemard, F. Urbani

- (eds.). El Límite Noreste de la Placa Suramericana - Estructuras Litosféricas de la Superficie al Manto (The Northeastern Limit of the South American Plate - Lithospheric Structures from Surface to the Mantle). Universidad Central de Venezuela/FUNVISIS. 378 p (capítulo de libro)
- Audemard, F. A. (2014b). Segmentación sismogenética de la falla de Boconó a partir de investigaciones paleosísmicas por trincheras, Venezuela occidental: ¿Migración de la ruptura hacia el noreste en tiempos históricos? *Revista Asociación Geológica Argentina*, 71(2): 247-259.
- Audemard, F. A.; Castilla, R. (2016). Present-day stress tensors along the southern Caribbean plate boundary zone from inversion of focal mechanism solutions: A successful trial. *Journal of South American Earth Sciences*, 71, 309-319. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.06.005>
- Audemard, F. A.; Leal, A. (2017). Reliability of first-hand accounts on the study of historical tsunamis in northeastern Venezuela (southeastern Caribbean Sea). *Annals of Geophysics*. 60 (6). <https://doi.org/10.4401/ag-7437>
- Audemard, F. A.; Singer, A. (1997). La ingeniería de fallas activas en Venezuela: historia y estado del arte. Seminario Internacional de Ingeniería Sísmica: Aniversario del Terremoto de Caracas de 1967. Universidad Católica Andrés Bello, Julio 21-22, Caracas.
- Audemard, F. A.; Glimsdal, S.; Leal, A. (2014). Local historical tsunamis along Northeastern Venezuela, Southern Caribbean: tectonic and/or mass wasting induction? First modeling results of strike-slip generation. International Workshop «Mega Earthquakes and Tsunamis in Subduction Zones—Forecasting Approaches and Implications for Hazard Assessment», Rhodes Isl., Greece, 6-8 October, 2014.
- Audemard, F. A.; Mora-Páez, H.; Fonseca P., H. A. (2021). Net right-lateral slip of the Eastern Frontal Fault System, North Andes Sliver, northwestern South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 109, 103286.
- Audemard, F. A.; Romero, G.; Rendón, H.; Cano, V. (2005). Quaternary fault kinematics and stress tensors along the southern Caribbean from fault-slip data and focal mechanism solutions. *Earth-Science Reviews*, 69(3-4), 181-233. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2004.08.001>
- Audemard, F. A.; Singer, A.; Soulas, J.P.; the FUNVISIS' Neotectonics Section (2006). Quaternary faults and stress regime of Venezuela. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 61(4), 492-503
- Audemard, F. A.; Machette, M. N.; Cox, J. W.; Dart, R. L.; Haller, K. M. (2000). Map and database of Quaternary faults in Venezuela and its offshore regions. U.S. Geological Survey, Open-File Report 00-0018, 1-64 + map.
- Audemard, F. E. (1991). Tectonics of Western Venezuela. PhD thesis, Rice University, Houston.
- Audemard, F. E.; Audemard, F. A. (2002). Structure of the Mérida Andes, Venezuela: relations with the South America-Caribbean geodynamic interaction. *Tectonophysics*, 345(1-4), 1-26.
- Ávila-García, J.; Schmitz, M.; Mortera-Gutiérrez, C.; Bandy, W.; Yegres, L.; Zelt, C.; Aray-Castellano, J. (2022). Crustal structure and tectonic implications of the southernmost Merida Andes, Venezuela, from wide-angle seismic data analysis *Journal of South American Earth Sciences*, 116, 103853. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.103853>
- 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.
- Centeno-Graü, M. (1969). Estudios Sismológicos. Academia Nacional de Ciencias Físicas, Matemáticas y Naturales, segunda edición. Caracas, Venezuela, 365 p.
- Chacín, L.; Jácome, M.; Izarra, C. (2005). Flexural and gravity modelling of the Mérida Andes and Barinas-Apure Basin, Western Venezuela. *Tectonophysics*, 405(1-4), 155-167. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.06.004>
- Fiedler, G. (1961). Áreas afectadas por terremotos en Venezuela. Memoria del III Congreso Geológico Venezolano, 3: 1791-1810. Editorial Sucre, Caracas-Venezuela.
- Fiedler, G. (1972). La liberación de energía sísmica en Venezuela, volúmenes sísmicos y mapas de Isosistas. Memoria IV Congreso Geológico Venezolano, 2441-2462, Caracas-Venezuela.
- Freymueller, J.T., Kellogg, J.N., 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.
- GFZ (2026). <https://www.gfz.de/en/press/news/details/severe-earthquake-in-venezuela-gfz-information-status-report> (revisada por última vez en en fecha 09 de julio de 2026).
- Govers, R.; Wortel, M. J. R. (2005). Lithosphere tearing at STEP faults: response to edges of subduction zones. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 236(1-2), 505-523. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.03.022>
- Grases, J. (1990). Terremotos destructores del Caribe 1502-1990. 1era edición. Oficial regional de Ciencia y Tecnología de la Unesco-Relacis. 132 p.
- Grases J.; Altez R.; Lugo M. (1999). Catálogo de sismos sentidos o destructores de Venezuela 1530-1998. Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela. Edición. Innovación Tecnológica. Vol. XXXVII. 654 p.
- Grimm, C. (2022). How Frequent Are Earthquake Doublets Worldwide? Advancing the Epidemic Type Aftershock Sequence Model to Improve Forecasts of Multi-Mainshock Sequences. PhD Fakultät für Mathematik, Informatik und Statistik of the Ludwig-Maximilians-Universität of Munich, 177 p.
- Hess, H.; Maxwell, J. (1953). Caribbean Research Project. Bulletin Geological Society of America, 64, 1-6.
- Jácome, M.I.; Kusznir, N.; Audemard, F. E.; Flint, S. (2003). Formation of the Maturín Foreland Basin, eastern Venezuela: Thrust sheet loading or subduction dynamic topography. *Tectonics*, 22(5). <https://doi.org/10.1029/2002TC001381>
- Jordan, T. (1975). The present-day motions of the Caribbean plate. *Journal of Geophysical Research* 80, 4433-4439.
- Kagan, Y. Y.; Jackson, D. D. (1999). Worldwide doublets of large shallow earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89(5), 1147-1155.
- Kellogg, J.; 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.
- Leonard, M. (2010). Earthquake fault scaling: Self-consistent relating of rupture length, width, average displacement, and moment release. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100(5A), 1971-1988.

- Malfait, B.; 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.; Jordan, T. (1978). Present-day plate motions. *Journal of Geophysical Research* 83, 5331-5354.
- Monod, B.; Dhont, D.; Hervouët, Y. (2010). Orogenic float of the Venezuelan Andes. *Tectonophysics*, 490(1-2), 123-135. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.04.036>
- Montheil, L.; Van Hinsbergen, D. J.; Philippon, M.; Boschman, L. M.; Cornée, J. J.; Audemard, F. A.; Wessels, R.; Leroy, S.; Roncal, J.; Münch, P. (2025). Caribbean biodiversity shaped by subduction zone processes along the Lesser Antilles arch. *Communications Earth & Environment*, 6(1), 900.
- Mora-Páez, H.; Kellogg, J.; Freymueller, J.; Mencin, D.; Fernandes, R.; Diederix, H.; LaFemina, P. C.; Cardona-Piedrahita, L.; Lizarazo, S.; Peláez-Gaviria, J. R.; Díaz- Mila, F.; Bohórquez-Orozco, O. P.; Giraldo-Londoño, L.; Corchuelo-Cuervo, Y. (2019). Crustal deformation in the northern Andes – Space Geodesy velocity field. *J. South American Earth Sciences* 89, 76-91. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.11.002>.
- Oropeza, J.; Audemard, F. A. (2016). Contribución al estudio de tsunamis y otras amenazas costeras en Venezuela. *Revista Nuestro Sur: Historia, Memoria y Patrimonio*, 9: 193-215.
- Palma, M.; Audemard, F. A.; Romero, G.; (2010). Nuevos mecanismos focales para Venezuela y áreas vecinas 2005-2008: importancia de la densificación y distribución de la red sismológica nacional. *Revista Técnica Facultad de Ingeniería de la Universidad del Zulia*, 33(2), 1-14.
- Pérez, O.; Bilham, R.; Bendick, R.; Hernández, N.; Hoyer, M.; Velandia, J.; Moncayo, C.; Kozuch, M. (2001a). Velocidad relativa entre las placas del Caribe y Sudamérica a partir de observaciones dentro del sistema de posicionamiento global (GPS) en el norte de Venezuela. *Interciencia*, 26(2), 69-74.
- Pérez, O.J.; Bilham, R.; Bendick, R.; Velandia, J.R.; Hernández, N.; Moncayo, C.; Hoyer, M.; Kozuch, M. (2001b). Velocity field across the Southern Caribbean Plate Boundary and estimates of Caribbean/South-American Plate Motion using GPS Geodesy 1994-2000. *Geophysical Research Letters*, 28(15), 2987-2990. <https://doi.org/10.1029/2001GL013183>
- Pindell, J.; Dewey, J. (1982). Permo-Triassic Reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region. *Tectonics* 1(2), 179-211.
- Porras, L. (2000). Evolución tectónica y estilos estructurales de la región costa afuera de las cuencas de Falcón y Bonaire. *VII Congreso Bolivariano Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas*, Caracas, Venezuela.
- Pousse-Beltrán, L. ; Vassallo, R. ; Audemard, F. A. ; Jouanne, F.; Carcaillet, J. ; Pathier, E. ; Doin, M-P. ; Volat, M. (2017). Pleistocene slip rates along the North Andean Block plate boundary (Boconó fault, Venezuela). *Tectonics* 36(7): 1207-1231. <https://doi.org/10.1002/2016TC004305>
- Reinoza, C.E.; Audemard, F.A. ; Jouanne, F.; Pousse-Beltrán, L.; Beck, C. (2020). Strain calculations of active tectonic blocks in Northeastern Venezuela from GNSS analysis. *Journal of South American Earth Sciences*, 102, 102661. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102661>
- Rod, E. (1956). Strike-slip faults of northern Venezuela. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 40, 457-476.
- Rodríguez, J. A.; Audemard, F. A. (coords.) (1997). Estudio neotectónico y geología de fallas activas en el piedemonte surandino de los Andes Venezolanos (Proyecto INTEVEP 95-061). Informe Inédito para INTEVEP, S.A., 155p + 9 anexos.
- Rondón, F. (2016). Modelo gravimétrico cortical 2D del perfil sur proyecto GIAME, ubicado en la región andina de Venezuela. Trabajo de Grado, Universidad Simón Bolívar, Caracas, Venezuela.
- Schubert, C. (1979). El Pilar fault zone, northeastern Venezuela: brief review. *Tectonophysics*, 52(1-4), 447-455. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(79\)90259-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(79)90259-2)
- Singer, A.; 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.
- Soulas, J-P. (1986). Neotectónica y tectónica activa en Venezuela y regiones vecinas. VI Congreso Geológico Venezolano, Caracas-1985, 10, 6639-6656.
- Stephan, J.-F. (1982). Evolution géodynamique du domaine Caraïbe, Andes et chaîne Caraïbe sur la transversale de Barquisimeto (Vénézuéla). PhD thesis, Paris, 512 p.
- Stéphan, J.-F. (1985). Andes et Chaîne Caraïbe sur la transversale de Barquisimeto (Vénézuéla). Evolution géodynamique. *Symposium Géodynamique des Caraïbes*, Paris, Francia.
- Sykes, L.; McCann, W.; 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
- USGS (2026). <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/> (revisada por última vez en en fecha 09 de julio de 2026).
- Wadge, G.; Burke, K. (1983). Neogene Caribbean plate rotation and associated central American tectonic evolution. *Tectonics* 2(6), 633-643.
- Wells, D. L.; Coppersmith, K. J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the seismological Society of America*, 84(4), 974-1002.
- Ysaccis, R. (1997). Tertiary evolution of the northeastern Venezuela offshore. PhD thesis, Rice University, Houston.
- Ysaccis, R.; Cabrera, E.; 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.