

Margen norte costa afuera de Venezuela: sísmica marina de alta resolución entre Golfo Triste y Cabo Codera

Northern offshore margin of Venezuela: High-resolution marine seismic survey between Golfo Triste and Cabo Codera

Sirel Colón-Useche^{1,*}, Franck A. Audemard M.¹, Christian Beck³, Creliá Padrón⁴, Marc De Batist⁵

¹FUNVISIS, Prolongación Calle Mara, El Llano, Caracas 1073, Venezuela.

²ISTerre, UMR CNRS 5275, Université de Grenoble-Alpes (UGA), F-73376 Le Bourget du Lac, Francia

³Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad Simón Bolívar. Valle de Sartenejas, Caracas, Baruta, Apartado 89000, Venezuela.

⁴Renard Centre of Marine Geology (RCMG), Universiteit Gent, Krijgslaan 281-S8, B-9000 Ghent, Bélgica.

* Autor para correspondencia: (S. Colón-Useche) scolon@funvisis.gob.ve

Cómo citar este artículo:

Colón-Useche, S., Audemard, M. F., Beck, C., Padrón, C., De Batist, M., 2021, Margen norte costa afuera de Venezuela: sísmica marina de alta resolución entre Golfo Triste y Cabo Codera: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 73 (2), A060121. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2021v73n2a060121>

Manuscrito recibido: 31 de Agosto de 2020
Manuscrito corregido: 17 de Diciembre de 2020
Manuscrito aceptado: 2 de Enero de 2021

La revisión por pares es responsabilidad de la Universidad Nacional Autónoma de México.

Este es un artículo Open Access bajo la licencia CC BY-NC-SA (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/>)

RESUMEN

La plataforma continental del centro-norte de Venezuela está controlada estructuralmente por fallas activas transcurrentes dextrales, principalmente por la falla de San Sebastián (FSS) ésta con una extensión de unos 300 km aproximadamente, forma parte del límite sur de la interacción de las Placas Caribe y Suramérica, y tiene su trazado sumergido en casi su totalidad. Todo este contexto ha modelado la plataforma donde se pueden describir tres provincias fisiográficas principalmente, de oeste a este: la plataforma del Golfo Triste, la cuenca de Choroni y la plataforma de La Guaira. Las dos plataformas mencionadas son de tipo erosivo; la cuenca de Choroni es una depresión profunda, que es incisa por cañones submarinos que siguen un trazo aparente de deformaciones secundarias de FSS. Nuestra investigación está enfocada en la cobertura sedimentaria correspondiente al Pleistoceno tardío-Holoceno a través de perfiles sísmicos marinos de alta resolución adquiridos gracias a la cooperación de varias instituciones (FUNVISIS, con las Universidades de Grenoble-Alpes (UGA) Francia, Gante Bélgica y UDO Venezuela). A través del análisis de estos perfiles se pudo afinar y mapear el trazado de la falla de San Sebastián desde Cabo Codera al este (~66°O), hasta Golfo Triste (~68°O), de la falla de La Tortuga (~65.5°O) e identificar fallas y deformaciones secundarias. En cuanto a la Sismoestratigrafía, se han identificado 6 unidades regionales y 2 discordancias erosivas fundamentales, correspondientes con el MIS 2 (último máximo glacial ~20 ka) y el MIS 6 (~130 ka) en toda el área de estudio. Sobre estas discordancias, en la plataforma de la Guaira se estimaron los valores de subsidencia obteniéndose ~1.2 mm.año⁻¹. Se encontró que, en la plataforma de la Guaira, se nota la deformación de los sedimentos cortados directamente por la traza de la FSS. En contraste, en la cuenca de Choroni en el oeste, se observó una zona de deformación intensa, sin una traza clara definida como en la plataforma de la Guaira, con la presencia de dos o más posibles zonas de falla deformando los depósitos sedimentarios cuaternarios.

Palabras clave: sismoestratigrafía, neotectónica, Falla de San Sebastián, Falla de La Tortuga.

ABSTRACT

The continental shelf north of Central Venezuela is partially or completely structurally controlled by major right lateral strike slip active faults (e.g. San Sebastián fault), comprising three physiographic provinces, from west to east: The Golfo Triste Platform, the Choroni Basin and the La Guaira Platform. The two mentioned platforms are of erosional type while the Choroni basin is a deep depression, which is incised by submarine canyons. These canyons seem to be related to turbidity currents with greater flows during the Pleistocene wetter periods. Following several authors, these submarine canyons are partially or completely structurally controlled by major structures present in the north-central coastal range of Venezuela. Five major regional unconformities and/or seismostratigraphic limits have been identified. We propose to correlate the most recent to MIS 2 (Last Glacial Maximum ~ 20 ka) lowstand. The chronological significance of the deepest detected major unconformity (strong erosion) is tentatively attributed to MIS 6 (~130 ka) lowstand. Based on the present-day position of the later one, we propose an estimation of ~1.2 mm.y⁻¹ of the mean subsidence rate in the La Guaira Shelf, considering that the obtained value may locally represent a minor vertical component of the dominantly horizontal displacement along the San Sebastián Fault. The San Sebastián fault shows a linear deformation in the eastern profiles. In contrast to the west, we observe in some profiles an intense deformation zone.

Keywords: seismostratigraphy, neotectonic, San Sebastián fault and La Tortuga fault.

1. Introducción

El margen norte de Venezuela es una región a lo largo de un sistema de fallas rumbo deslizante dextral que corresponde a la zona límite de placa entre la Placa del Caribe y la Placa Suramericana (Audemard *et al.*, 2000) extendiéndose mar adentro por más de 400 km. Este escenario ha generado una región transtensional tectónicamente activa, donde la subsidencia es un factor importante y complejo, que controla el espacio de depósito de los sedimentos y el modelado de la plataforma como tal. Evidencia clara de ello se presenta con los sistemas de fallas activas que le dan esa configuración rectilínea a las costas norte de Venezuela (*e. g.* falla de San Sebastián) (Audemard *et al.*, 2000; Audemard, 2007) y una heterogeneidad a lo largo de la plataforma (-66° a -68°), donde Sellier de Civrieux, (1977) ha podido distinguir geomorfológicamente de este a oeste: la plataforma de La Guaira; la cuenca del Chorón y la plataforma del Golfo Triste; donde la primera y tercera mencionadas son poco profundas y de tipo erosivo, y la segunda presenta una plataforma estrecha con un margen de pendiente pronunciada a modo de depresión de aspecto graben, con cañones submarinos (Sellier de Civrieux, 1971).

En los últimos años se han realizado estudios para reconstruir las fluctuaciones del nivel del mar Cuaternario con la ayuda de la estratigrafía sísmica, permitiendo conocer la acumulación y preservación de sedimentos a través de ciclos sucesivos del nivel del mar (nivel del mar de 4° orden y nivel del mar de 5° orden). En varios márgenes pasivos continentales, las variaciones del nivel del mar en el Cuaternario se reconstruyeron utilizando depósitos que muestran las posiciones de la costa en el Golfo de Lyon (Rabineau *et al.*, 2005, 2006; Jouet *et al.*, 2006), depósitos durante la transgresión del Holoceno desde la Gran Barrera de coral (Larcombe y Carter, 1998), evolución del delta en la plataforma de Barcelona (Liquete *et al.*, 2008), en el Mediterráneo oriental (Piper y Aksu, 1992; Skene *et al.*, 1998), en el Mar Negro (Aksu *et al.*, 2002), en el Mediterráneo occidental

(Chiocci, 2000), depósitos regresivos en la cuenca del Adriático (Trincardi y Correggiari, 2000; Ridente y Trincardi, 2002), en el Golfo de México (Anderson *et al.*, 2004) y en el Golfo de Gökova (Ulug *et al.*, 2005) y en el de Golfo de Cariaco en Venezuela (Van Daele *et al.*, 2011), donde se generaron curvas de fluctuación del nivel del mar en la costa norte de Venezuela gracias a la preservación de los indicadores eustáticos del nivel del mar en ese ambiente.

En esta investigación, a través del uso de datos sísmicos marinos de alta resolución, se plantea: 1) mejorar la comprensión de las fallas activas que atraviesan y moldean la plataforma norte de Venezuela, 2) la historia reciente del relleno sedimentario del margen, 3) la variación a lo largo de la plataforma de la relación entre las fluctuaciones recientes del nivel del mar y la tectónica activa.

2. Marco Geodinámico y geológico

El norte de Venezuela se encuentra en la zona de interacción entre la placa Suramericana (SA) y el Caribe (EC) (Figura 1). Dicho límite se encuentra sobre una zona de transcurrencia lateral dextral comprensiva activa, de unos 100 km de ancho en tierra y mar adentro en el norte de Venezuela (Audemard, 1993; Singer y Audemard, 1997; Pindell *et al.*, 1988; Audemard *et al.*, 2000, 2005; Ysaccis *et al.*, 2000).

La sismicidad a lo largo de este límite de placa es moderada, tanto en frecuencia (Figura 2) como en magnitud y los tipos dominantes de fallas, basados en soluciones de mecanismos focales, son de transcurrencia e inversos (Audemard *et al.*, 2005; Palma *et al.*, 2010) (Figuras 2 y 3). Gran parte del deslizamiento dextral actual a lo largo del límite sur del Caribe parece tener lugar a lo largo del sistema de fallas Boconó -San Sebastián- El Pilar-Los Bajos -Warm Spring- Central Range (Figura 1) donde los datos geológicos (Soulas, 1986; Audemard, 1997; Audemard *et al.*, 1999; 2000) y geodésicos (Freymueller *et al.*, 1993; Pérez *et al.*, 2001a, 2001b; Weber *et al.*, 2001; Jouanne *et al.*,

2011; Reinoza *et al.*, 2015; Pousse *et al.*, 2016) indican tasas de deslizamiento de aproximadamente 20 mm/año (Figura 1), donde algunos autores (Hess y Maxwell, 1953; Schubert, 1979; Stephan, 1985; Pérez *et al.*, 2001a, 2001b; Weber *et al.*, 2001; Trenkamp *et al.*, 2002) supeditan el límite de placas (SA-EC) a este sistema de fallas.

Una gran parte de este sistema de fallas de rumbo se encuentra costa afuera, y comprende casi toda la FSS y la mayor parte de la falla de El Pilar (FEP), con la rara excepción de la porción de FEP que aflora en el puente terrestre entre los golfos de Cariaco y Paria (Figura 1), en el oriente de Venezuela, es decir, el principal sistema de fallas de deslizamiento a lo largo de esta zona límite de placa entre el Caribe y Suramericana se extiende costa afuera por más de 400 km entre la longitud 68° y 64°, al norte del centro norte de Venezuela.

Por su parte, las fallas activas en tierra están bastante bien cartografiadas, caracterizadas tectónicamente y su potencial sismogénico estimado adecuadamente (Soulas, 1986; Beltrán, 1993, 1994; Audemard *et al.*, 2000), lo que no ocurre con aquellas ubicadas costa afuera (Audemard, 2012), a pesar de ser un país donde miles de kilómetros de líneas sísmicas de exploración petrolera han sido adquiridas e interpretadas durante décadas en la región de estudio, pero muy pocos de estos estudios se han publicado o puesto a disposición (Ball *et al.*, 1971; Peter, 1972; Morelock *et al.*, 1972; Case, 1974; Silver *et al.*, 1975; Biju-Duval *et al.*, 1978; Mascle *et al.*, 1979; Caraballo *et al.*, 1982; Pereira, 1985; Ysaccis, 1997; Babb y Mann, 1999; Di Croce *et al.*, 1999; Ysaccis *et al.*, 2000; Gorney *et al.*, 2007; Magnani *et al.*, 2009; Escalona y Mann, 2011; Garciacaro *et al.*, 2011).

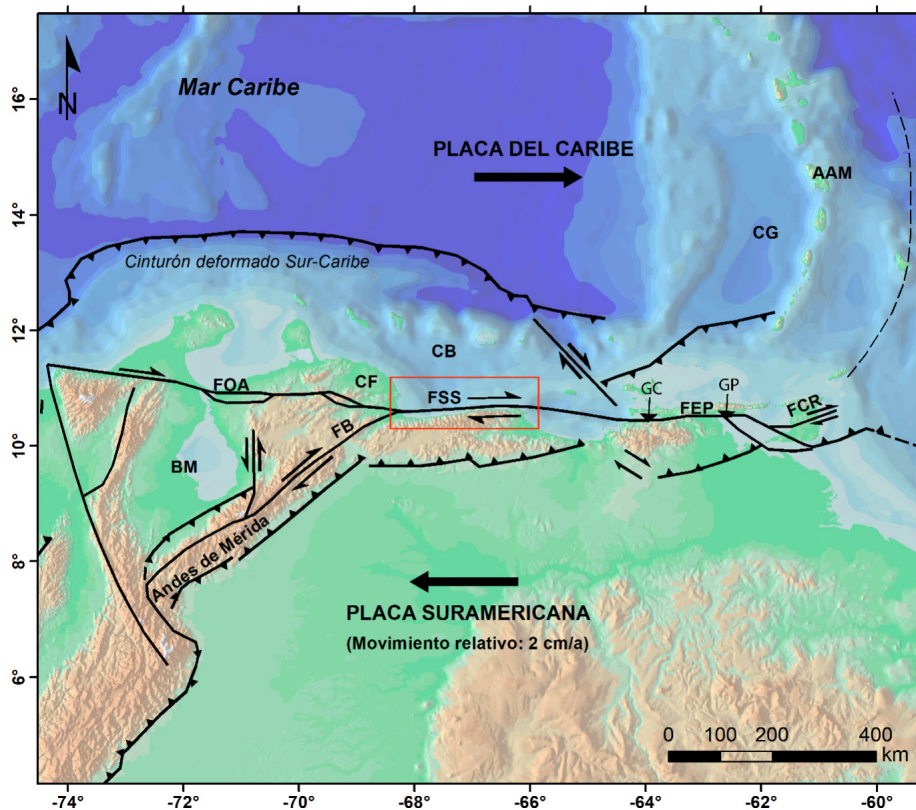


Figura 1 Geodinámica actual del margen norte de Venezuela a lo largo del límite de placas entre Caribe y Suramérica (Audemard 1999b; Audemard *et al.*, 2000; Webber *et al.*, 2001; Trenkamp *et al.*, 2002) donde la primera placa muestra un movimiento relativo dextral respecto a Suramérica. En el rectángulo rojo se encierra la zona de estudio. Provincias tectónicas: AAM: Arco de Antillas Menores; BM: Bloque de Maracaibo; CB: Cuenca de Bonaire; CF: Cuenca de Falcón; CG: Cuenca de Granada. Fallas activas: FB: Falla de Boconó; FCR: Falla Central Range; FEP: Falla de El Pilar; FOA: Falla Oca-Ancón y FSS: Falla de San Sebastián. GC: Golfo de Cariaco y GP: Golfo de Paria.

Los relieves positivos importantes están presentes a lo largo de las cordilleras costeras e interior del centro norte y noreste de Venezuela. Más al oeste, el límite sur del Caribe se ensancha hasta 600 km e incluye varios pequeños bloques tectónicos o microplacas (por ejemplo, Audemard, 2002; Audemard y Audemard, 2002). La Cordillera de la Costa se eleva paralela a la costa y apenas 6-10 km tierra adentro, supera los 2000 m alcanza su altitud máxima en Pico Naiguatá (2765 m) y la litología consiste principalmente en rocas ígneas y metamórficas. La costa emergente lineal, de este a oeste, está controlada por fallas y se caracteriza por abruptos acantilados y terrazas (Dengo, 1953). De hecho, los sedimentos del flanco norte de la cordillera costera son drenados por arroyos cortos que fluyen hacia el norte durante 7 a 12 km mientras descienden precipitadamente a través de valles estrechos en forma de V profundamente disectados (Pérez *et al.*, 2001a, 2001b) que, durante la mayor parte del año no son imponentes y exhiben una descarga sedimentaria baja. Los sedimentos marinos por su parte, son transportados hacia el oeste por las corrientes de deriva (Picard,

1974) que presentan velocidades promedio frente a la costa venezolana de hasta de unos 70 cm/s (Fratantoni, 2001). Asimismo, existen corrientes de fondo y fenómenos de surgencia o movimiento vertical de las masas de agua desde Cabo Codera hacia el NO, debido a la diferencia de temperatura y la acción de los vientos alisios presentes en la zona (Castellanos *et al.*, 2002) condicionando el transporte y sedimentación en el lugar. La precipitación en la costa de Venezuela muestra una estacionalidad pronunciada donde, al igual que en otras regiones ecuatoriales, la variabilidad de las precipitaciones está estrechamente relacionada con la migración de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT). La temporada de lluvias (mayo-noviembre) coincide con el desplazamiento hacia el norte de la ZCIT, mientras que el período seco (diciembre-abril) ocurre cuando el área está bajo la influencia de los vientos alisios del NE (Riehl, 1973; Snow, 1976). Sin embargo, las perturbaciones atmosféricas poco frecuentes pueden causar episodios de lluvia severos, como el de diciembre de 1999 con resultados catastróficos en el flanco norte de la Cordillera de la Costa.

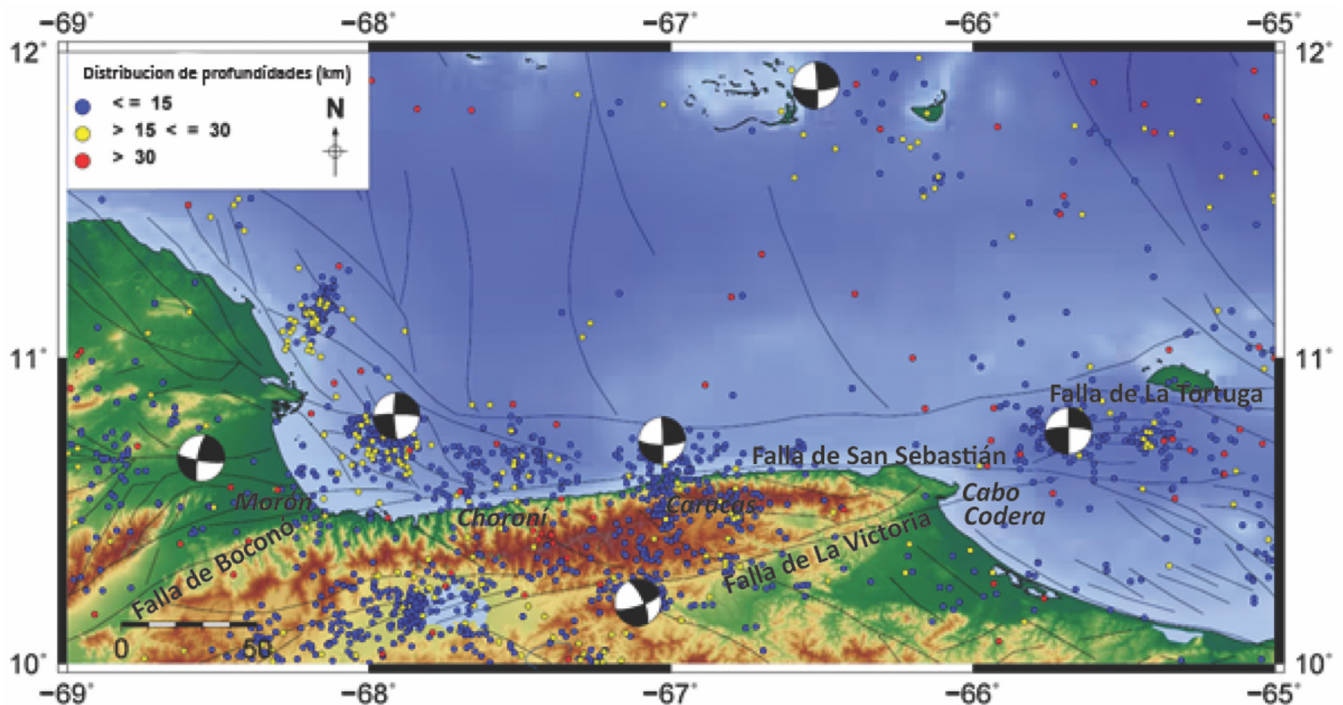


Figura 2 Mapa topográfico de SRTM y batimetría de ETOPO1. Sismicidad del catálogo de FUNVISIS del periodo comprendido entre 1910-2010, mapa de fallas activas de Beltrán (1993). Mecanismos focales de Palma (2010) y página web de FUNVISIS.

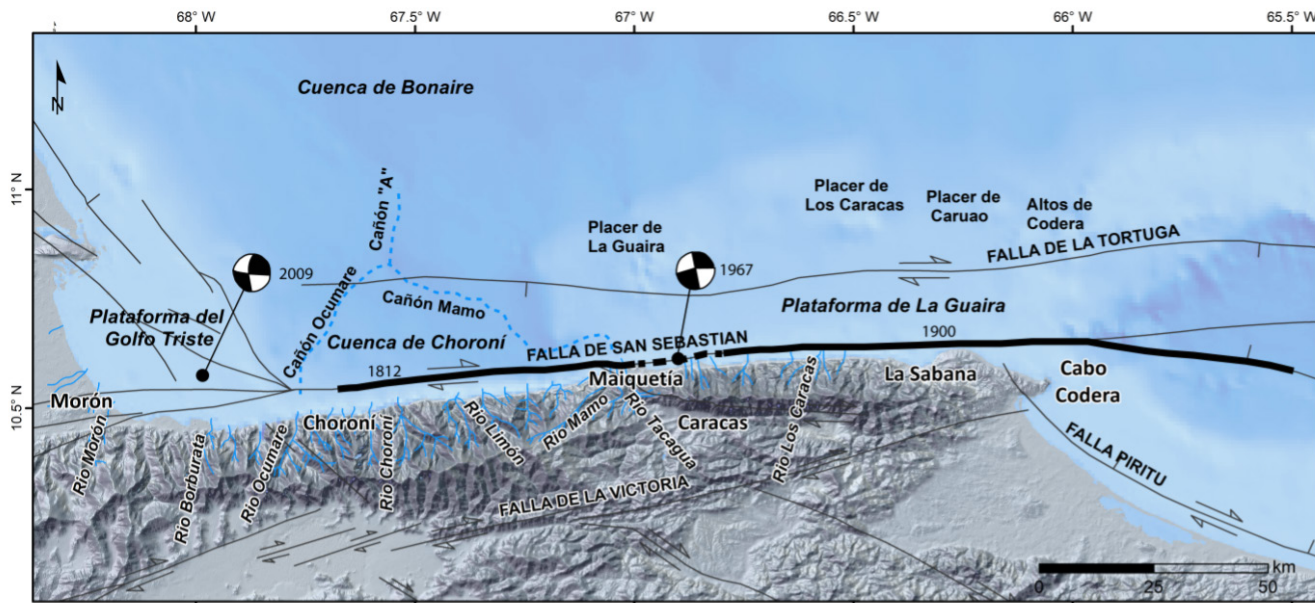


Figura 3 Mapa geomorfológico costa afuera (Sellier de Civrieux, 1977) y de fallas activas en el margen norte de Venezuela (Audemard *et al.*, 2000). Línea azul punteada corresponde a cañones submarinos. Ruptura de grandes sismos está representada por la línea gruesa para los eventos de 1812 y 1900, la línea punteada corresponde a la ruptura del sismo de 1967 (Rial, 1978; Pérez *et al.*, 1997a; Choy, 2001; Audemard, 2002).

3. Adquisición sísmica: materiales, equipos e identificación de fallas

Los datos sísmicos marinos de alta resolución utilizados en este estudio fueron recogidos durante las expediciones Vargas Seismic (VARS) y Litoral (LIT), que tuvieron lugar en septiembre y octubre de 2007, respectivamente, a bordo del R/V Guaiquerí II, el buque de investigación del Instituto Oceanográfico de la Universidad de Oriente en Cumaná. Para la adquisición de la red de perfiles de reflexión sísmica de alta resolución (Figura 4) se utilizó como fuente un Sparker multielectrodo "Centipede" de RCMG a 300 o 400J. Éste produce una señal sísmica de amplio espectro que oscila entre 400 y 1500 Hz, con una frecuencia media de ~1.3 kHz. Un streamer de un solo canal con 10 hidrófonos fue utilizado como receptor. Tanto la fuente como la streamer fueron remolcados detrás de la R/ V, cerca de la superficie del mar.

Los datos se adquirieron a una velocidad de ~4 nudos, y el posicionamiento y la navegación fueron realizados con un GPS SIMRAD Shipmate, complementando el propio sistema GPS del buque. Los datos sísmicos y de GPS se registraron

digitalmente y se convirtieron al formato SEG Y con el software Elics™ delph-II. Los parámetros de adquisición se establecieron a una velocidad de disparo de 0.75 s, una ventana de registro de 0.5 s y una frecuencia de muestreo de 4 kHz. Previo al registro, la señal sísmica se filtró con un filtro de paso de banda Rockland 751A para eliminar frecuencias 200 Hz y >2000 Hz. Los datos fueron posteriormente interpretados utilizando el software The Kingdom Suite™. El diseño de la adquisición se realizó con el objetivo de reconstruir la geometría 3D de las secuencias sedimentarias y cartografía de las características tectónicas presentes bajo el fondo marino de la costa noreste de Venezuela.

En ese sentido, las líneas fueron tomadas perpendiculares y paralelas a la tendencia este-oeste de la costa. Los perfiles con dirección N-S estaban separados unos 6' o 3' de longitud (11 o 5.5 km de distancia, respectivamente) y sobre estos perfiles se trazó un perfil de más de 220 km en dirección E-O (Lit 01 a 10, Figura 4). Adicional a estos datos, fueron utilizados datos de batimetría publicados (Sellier de Civrieux 1971, 1977) para corroborar e identificar rasgos estructurales y la geomorfología del fondo marino. Fueron consideradas fallas

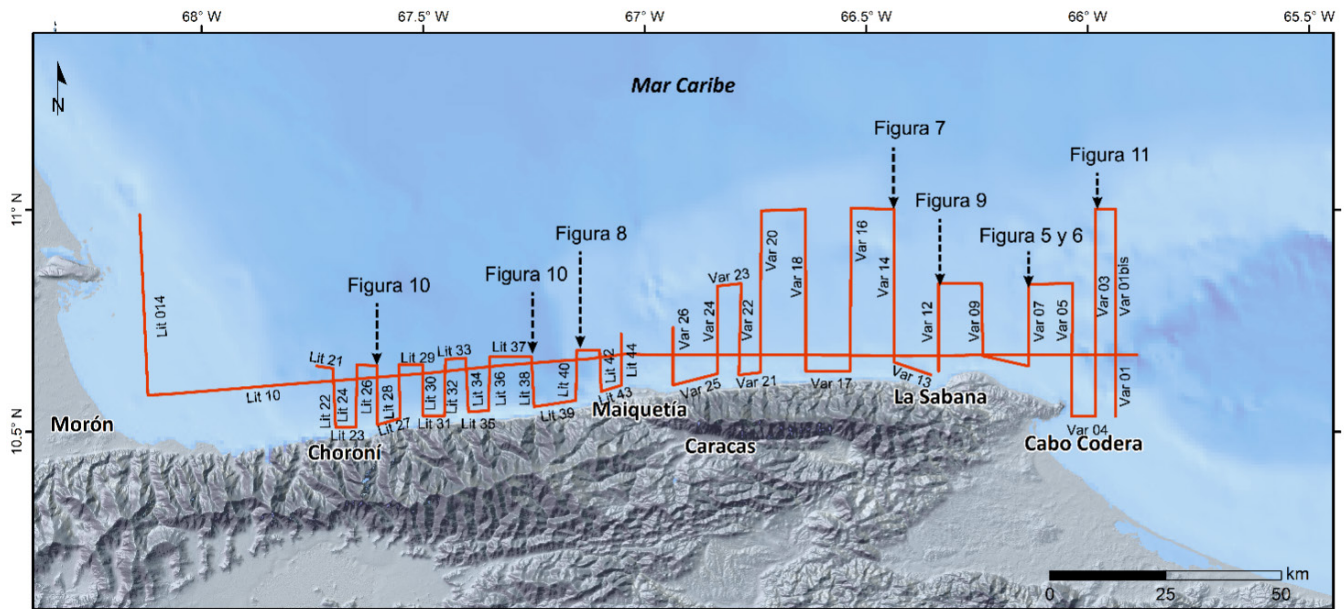


Figura 4 Mapa con la ubicación de la adquisición de los perfiles sísmicos de alta resolución.

activas aquellas que cortaban el relleno sedimentario extendiéndose hasta la superficie del fondo marino. Para evaluar el buzamiento y posibles tasas de deslizamiento vertical, se efectuó la conversión a profundidad tomando en cuenta que estos sedimentos tienen velocidades de $\sim 1.5 - 1.7$ kms-1 (Kearey *et al.*, 2002; Van Daele *et al.*, 2011), las menores para los sedimentos más superficiales y las mayores para los más profundos, asimismo esta conversión ha sido utilizada para evaluar la profundidad de los reflectores claves o superficies discordantes.

4. Resultados

4.1. MORFOLOGÍA DEL FONDO MARINO

La plataforma continental que se extiende entre Cabo Codera y Golfo Triste (Figura 3), muestra una ruptura de plataforma de unos 360 m de profundidad aproximadamente, donde la profundidad promedio de ruptura es de unos 130 m en los océanos actuales (Boggs, 2011).

Esto sugiere que una gran parte de la misma está controlada estructural o tectónicamente, lo que implica que un hundimiento importante en ciertas zonas contrasta con la estabilidad de las áreas contiguas (Sellier de Civrieux, 1977).

Como se ha mencionado, las plataformas de La Guaira y la del Golfo Triste son erosivas separadas por la cuenca de Choroni, donde, la primera de éstas se extiende con una amplia llanura submarina de pendiente suave y continua hasta 360 m, que se empina entre 0 y 200 m. Tres mesetas aisladas se elevan abruptamente desde el fondo de la llanura sumergida llamados placeres de La Guaira, Los Caracas y Caruao (Sellier de Civrieux, 1977; Paolini, 2012; Figura 2). El límite de la plataforma con la cuenca de Bonaire corresponde a fallas normales del basamento, responsables de un cambio abrupto de profundidad de sur a norte desde la plataforma continental hacia a la cuenca (Paolini, 2012; Figura 2). Hacia el oeste, la zona de mayor hundimiento parece ser la cuenca de Choroni con una plataforma continental casi inexistente (Figura 3). Los dos cañones mejor caracterizados de esta cuenca están en estrecha relación con los ríos de la Cordillera de la Costa hacia el sur, donde al este de Choroni, se encuentra la desembocadura del río Mamo vinculada con el Cañón de Mamo, que está tectónicamente controlado por la extensión noroeste (hacia el mar) de las fallas Tacagua-El Ávila (Sellier de Civrieux, 1971; Rial, 1973) y hacia el oeste de Choroni se ubica el Cañón de Ocumare, en el cual descarga el río Ocumare (posiblemente el río Cata de igual forma). Estos dos cañones submarinos se fusionan en el centro de la cuenca

en un nuevo cañón, el cañón “A” (Figura 3), que fluye hacia el norte (hacia el mar), conectando las cuencas de Choróni y Bonaire (Sellier de Civrieux, 1971). Al parecer, estos cañones se formaron por corrientes de turbidez asociadas a la descarga de los ríos antes mencionados durante los períodos pluviales del Pleistoceno (Sellier de Civrieux, 1971). Al oeste de la cuenca de Choróni, se presenta la plataforma continental en la plataforma Golfo Triste, tiene 30 km de ancho y muestra un quiebre a 170 m de profundidad. Sellier de Civrieux (1977) observó tres niveles de terrazas submarinas preservadas en la plataforma exterior que representan las paleocostas.

La terraza más profunda tiene -146 m de profundidad, y las otras 2 están a -133 m y -90 m. La segunda terraza submarina, se considera correspondiente a la última glaciación, es decir, la glaciación Wisconsin (Sellier de Civrieux, 1977).

4.2. SISMOESTRATIGRAFÍA DEL MARGEN NORTE DE VENEZUELA

En el margen norte de Venezuela, a través de la estratigrafía sísmica de la plataforma y el análisis del relleno sedimentario de la plataforma La Guaira, han sido identificadas 5 discordancias erosivas denominadas horizontes (H1 al H5, del

más profundo al más somero) todas ellas han sido utilizadas para definir 6 unidades sismo-estratigráficas principales (Figuras 4 y 5). Estas discordancias erosivas ocurren principalmente en la parte superior de las unidades, que son más pronunciadas y evidentes en el margen sur de la plataforma, cerca de la costa de la Cordillera de la Costa, y se gradúan en conformidades correlativas hacia el norte de la plataforma donde se profundiza el fondo marino. Además, es importante indicar que adicionalmente las discordancias están controladas tectónicamente por la FSS, debido a que ésta pasa muy cercana a la línea de costa proporcionándole la linealidad de la Cordillera de la Costa.

Las unidades 6, 4 y 2 (Figuras 4, 5 y 6) presentan características de reflexión paralela de amplitud alta a media. La mayor amplitud se observa en el sur de la plataforma yendo a amplitud media hacia el norte. Estos depósitos son interpretados por procesos agradacionales. La unidad más somera (U6) corresponde a depósitos transgresivos. Comparando con los datos sísmicos de alta resolución de la plataforma Unare (Espinosa y Daza, 1985), ubicados más al este de la plataforma de Guaira, los depósitos del Holoceno presentan similitudes en su expresión sísmica.

Las unidades 1, 3 y 5, consisten en facies estratificadas paralela-subparalela con reflexiones de baja amplitud en la base, interpretadas como

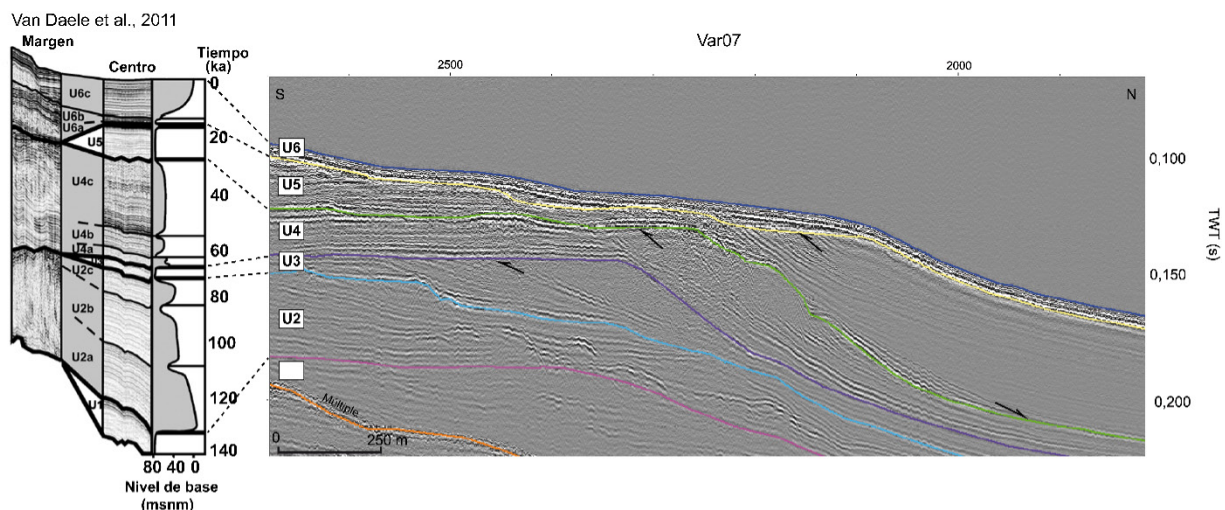


Figura 5 Perfil sísmico Var07 interpretado mostrando las respectivas unidades sismoestratigráficas comparándolas con las obtenidas en el Golfo de Cariaco por Van Daele, et al., 2001. Línea naranja: múltiple, línea fucsia: H1, línea azul claro: H2, línea morada: H3, línea verde: H4, línea amarilla: H5, línea azul oscuro: fondo marino actual.

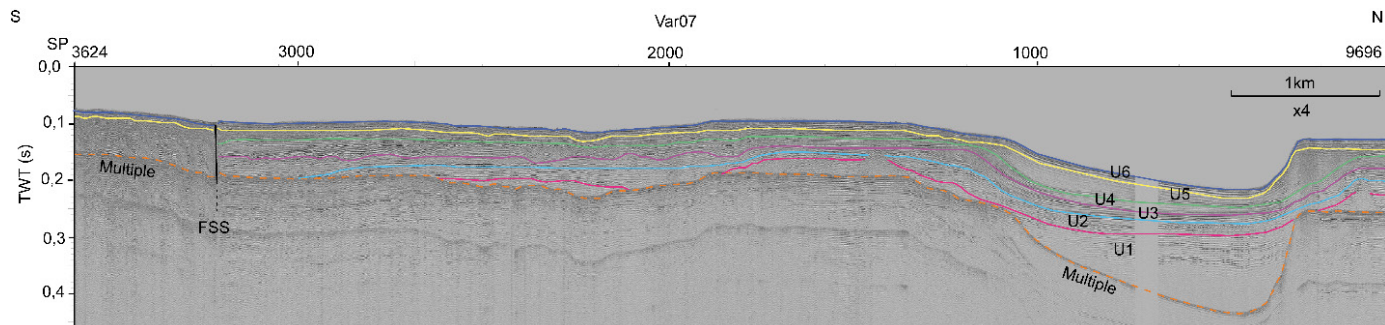


Figura 6 Perfil sísmico Var07 interpretado mostrando las respectivas unidades sismoestratigráficas. Al sur del perfil se presenta la falla de San Sebastián (FSS).

hemipelágicas mientras que la parte superior exhibe una reflexión de alta amplitud asociada con sedimentos detríticos más gruesos (Figuras 4, 5 y 6). La base de la U1 no es perceptible porque está enmascarada por el múltiplo del fondo del mar. El tope de esta unidad está caracterizado por el truncamiento de la reflexión causada por una posible baja y posterior exposición de la plataforma, para el caso de la U5, describimos el tope como la superficie correspondiente nivel bajo del mar (Figura 5) y los paquetes de la unidad se exhiben clinoformos progradantes (Figura 5).

Asimismo, pueden ser identificadas facies transparentes en los perfiles Var14 – Var26 (Figuras 4, 6 y 7), en el borde exterior de la plataforma y en la rotura de la pendiente, interpretándose como facies de banco de arrecife al igual que al norte del perfil Var14, documentada por Sellier de Civrieux (1977) para “Los Placeres” (La Guaira, Los Caracas y Caruao), como capas de arena con fondo calcáreo y tipo de asociación reliquia Amphistegina.

Finalmente, se presentan facies caóticas de alta amplitud, apreciadas principalmente en la cuenca Choróní, en zonas principalmente asociadas a fallamiento y zonas de deformación, sin embargo, en esta zona, los datos no muestran horizontes extendidos más profundos y unidades sísmicas fácilmente identificables, como fueron descritas en la plataforma de La Guaira. A pesar de ello, en la transición entre la plataforma de La Guaira y la cuenca de Choróní, la desembocadura del río Mamo marcada por el cañón del Mamo, pudieron identificarse en el perfil Lit40 las seis unidades correlacionadas con la plataforma de La Guaira,

viéndose truncadas por numerosas fallas normales subverticales (Figura 8).

4.3. FALLAMIENTO ACTIVO Y DEFORMACIÓN EN EL MARGEN NORTE DE VENEZUELA

4.3.1. FALLA DE SAN SEBASTIÁN

La FSS corre cerca de 500 km de largo mar adentro a lo largo de la costa centro-norte de Venezuela, con una tasa de desplazamiento de unos 17mm/a (Pérez *et al.*, 2018), como se ha mencionado, muy cerca de la costa de la Cordillera de la Costa (Figuras 4, 6 y 8), por esta razón muy pocas líneas sísmicas han podido identificar su expresión en el fondo marino.

Las prospecciones anteriores han capturado principalmente la misma traza identificada por Magnani *et al.* (2009), sin lograr obtener imágenes de la falla principal en la costa. Estas líneas sísmicas de alta resolución poco profundas de nuestros datos, han cortado la traza principal de la FSS permitiendo observar inclusive el plano de falla en algunas líneas. A partir de la zona oeste (Cuenca de Choróní), el plano de falla en las líneas Lit26 - 38 (Figura 10) se encuentra en el extremo izquierdo (extremo sur) de la línea, lo que indica que la falla se ubica casi por debajo de la línea de costa, en un fondo marino muy abrupto, pareciendo ser la extensión submarina del flanco norte escarpado de hasta 20° de la Cordillera de la Costa, donde apreciamos que la falla es casi perfectamente vertical. En estas líneas, podemos observar lo que pareciera ser escape de gas (Lit26, Figura 10), asociado directamente a la ubicación

del plano de falla en el fondo marino, y en la línea Lit38 la falla es menos prominente (Figura 10), aunque parece estar en la primera ruptura de la pendiente de la plataforma.

La traza principal, que presenta un plano de falla subvertical, está en el extremo izquierdo de ambos perfiles, muy cerca de la punta del perfil sur. Este hecho cambia ligeramente en la plataforma de la Guaira, donde la falla al este de Maiquetía parece mucho más simple y toda deformación parece acomodada por un plano de falla única muy agudo y conspicuo (Figuras 7). Entre Maiquetía y La Sabana (perfiles Var14 a 20), la FSS discurre por el borde norte o ruptura de una plataforma submarina colgante bastante estrecha, que se asemeja a un enorme banco de fallas (Figuras 8 y 10).

Aquí se confirma que la falla cerca del fondo del mar es perfectamente vertical a subvertical. En esta zona, la línea de costa también es más recta, con menos ensenadas y salientes que al oeste de Maiquetía, si se descartan los pocos salientes costeros asociados con la sedimentación moderna de abanicos aluviales. Solo la configuración particular de la costa, con una gran ensenada en La Sabana, cerca de Cabo Codera (Figura 3), hizo posible la mejor imagen de la FSS al este de Maiquetía a lo largo de la Cordillera de la Costa en el Noreste de Venezuela (Figura 9), en la que la Guaiquerí II podría navegar a través de la traza de la falla

submarina, como lo demuestra la línea sísmica Var12, donde puede identificarse un escarpe de falla muy bien conservado con unos 1.5 m de altura (Figura 9).

4.3.2. FALLA DE LA TORTUGA

Esta falla rumbo deslizante dextral (Figura 11), está ubicada paralela y hacia el norte de FSS. Esta falla aparece en los perfiles Var01bis y Var03, hacia el oeste de éstos, los datos sísmicos (perfiles Var05, 07, 09 y 12) no alcanzaron la extensión lateral oeste de la falla, por lo que se infiere la LFT hasta el perfil Var14 donde la traza LFT no aparece reflejada en nuestros datos sísmicos. Por lo tanto, la falla corre a lo largo del borde sur de la plataforma La Tortuga (Figura 11) donde su extensión lateral está limitada a varias decenas de kilómetros como máximo, estando restringida a una posición aproximadamente al este de Cabo Codera, donde el LFT exhibe un desplazamiento vertical muy importante. (Figuras 11 y 12). Ciertamente, no se prolonga en la falla Oca-Ancón (Figuras 1 y 3), como una vez propusieron Schubert y Krause (1984); y tanto hacia el oeste como lo sostiene Beltrán (1993, 1994) en su mapa recopilatorio de Fallas Cuaternarias de Venezuela. Como nuestros datos indican y de acuerdo con Paolini (2012), al este del alto de la Tortuga, tampoco parece estar muy lejos.

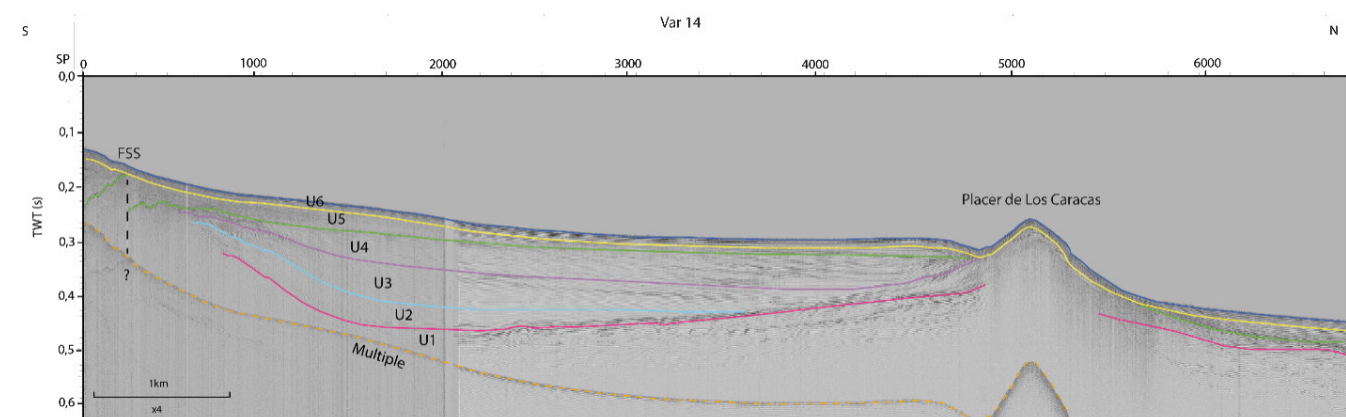


Figura 7 Perfil sísmico Var14 interpretado mostrando las respectivas unidades sismoestratigráficas. Al sur del perfil se presenta la falla de San Sebastián (FSS) cortando las facies interpretadas como arrecifes. Al norte se presenta la expresión del Placer de Los Caracas.

4.3.3. FALLAS SECUNDARIAS

Adicional a la traza principal de la FSS fueron identificadas lo que llamamos fallas secundarias, de mucha menor extensión, pertenecientes, sin embargo, a todo este gran sistema de deformación.

En la transición entre la plataforma de La Guaira y la cuenca de Choroni, se presenta el cañón de Mamo, donde la vertiente superior del cañón muestra un segmento lineal de dirección N-S (Lit40, Figuras 3 y 4) con un cambio notable y abrupto al NO (Figuras 8 y 12) donde se identificaron las fallas F1, F2, F3 como responsables de esta estructura. Más al oeste de dicho cañón, un conjunto de fallas subverticales, en un número de hasta 3 planos principales (F4, F5 y F6, están contenidos en un corredor o franja tectónica de 10 a 12 km de ancho (Figuras 10 y 12), cortando el fondo marino y generando

una importante zona de deformación (Lit26 y Lit38). Esto parece coincidir con el mapeo de Schubert y Krause (1984) para la región al oeste de Maiquetía.

5. Discusión y Conclusión

5.1. CRONOLOGÍA DE LA SISMOESTRATIGRAFÍA AL NORTE DE VENEZUELA Y ESTIMACIONES DE SUBSIDENCIA

Las principales discordancias definidas aquí (truncamientos de unidades progradantes o superficies de erosión, superficies escarpadas localmente, Figura 5) podrían correlacionarse a través de toda el área estudiada, a pesar de las diferentes morfologías a lo largo del margen.

Para convertir este marco sismoestratigráfico en cronológico, primero se planteó una

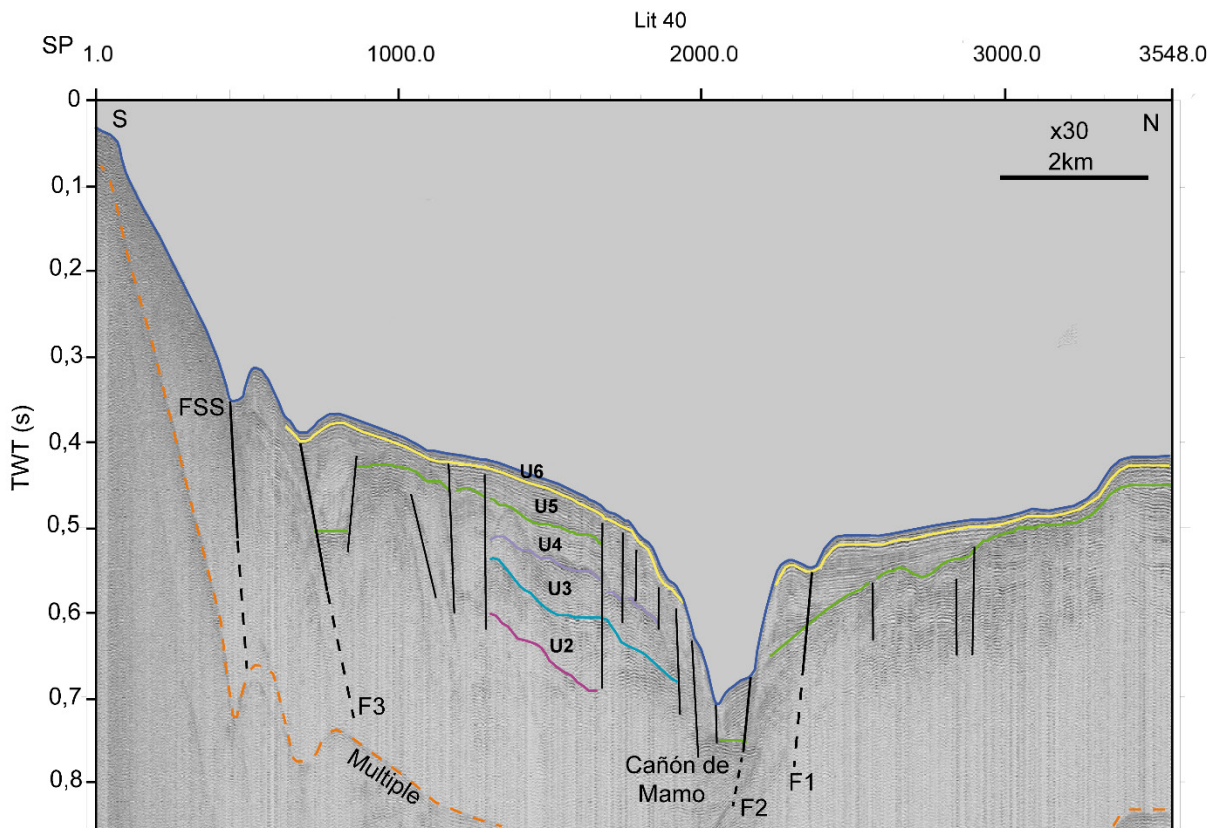


Figura 8 Perfil sísmico Lit40 interpretado mostrando las respectivas unidades sismoestratigráficas. Al sur del perfil se presenta la falla de San Sebastián (FSS), más al norte se ubican las fallas secundarias (F3, F2 y F1) que definen la geometría del cañón de Mamo.

comparación con los depósitos del Golfo de Cariaco con base en una estratigrafía sísmica detallada (Van Daele *et al.*, 2011), el cual forma parte del mismo margen ubicado al este y construido sobre la prolongación de la Falla de San Sebastián: la Falla de El Pilar. Sin embargo, el escenario del Golfo difiere en su contexto sedimentológico, donde debido a una entrada poco profunda con el mar abierto, genera desconexión del mismo, generándose niveles evaporíticos que caracterizan los niveles eustáticos más bajos, facies que no observamos en nuestros datos. En lugar de ello se presentan truncamientos con erosión en los topes de las unidades por una posible exposición aérea de la plataforma. Así, se ha decidido discutir las fluctuaciones del nivel del mar en la plataforma de La Guaira considerando curvas globales (Waelbroek *et al.*, 2002); y locales como la de Van Daele *et al.*, (2011), permitiendo identificar, definir y proponer

en función de los depósitos sedimentarios y las diferentes discordancias las respectivas edades correspondientes.

Las unidades 1, 3 y 5 de depósitos progradantes hacia el norte, son drenados de la Cordillera de la Costa por pequeños arroyos o ríos que descargan los sedimentos en la cuenca en dirección S-N. La cantidad de sedimento es escasa; pero se sabe que en épocas glaciales se produce una fuerte acumulación de ellos que se descarga durante épocas interglaciales (Audemard, 2003). Estas facies progradantes no se observan en todos los perfiles sísmicos, y la tectónica de la falla de San Sebastián juega un papel importante en el proceso sin sedimentario de estos depósitos, impidiendo el desarrollo de estas estructuras. Asimismo, las corrientes oceánicas a la deriva a lo largo de la costa pueden transportar parcialmente estos sedimentos a la cuenca de Choroni al oeste. Las características de estas unidades

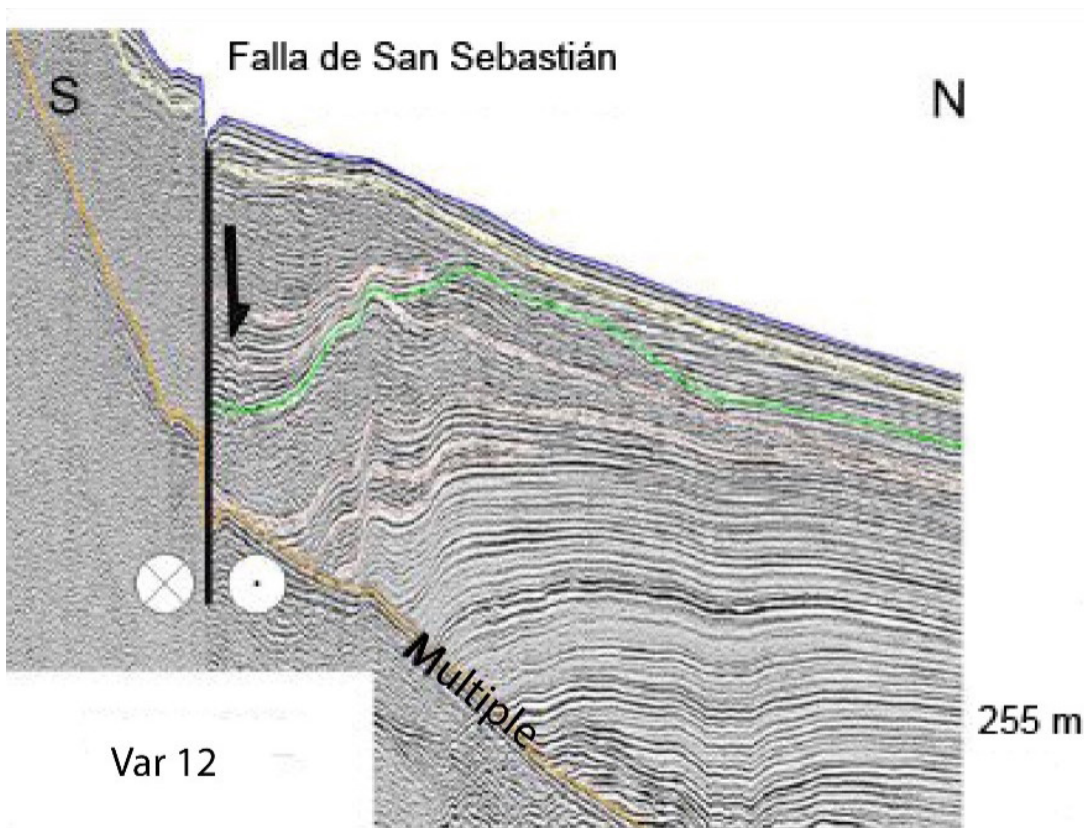


Figura 9 Acercamiento del perfil Var12 donde se presenta la falla de San Sebastián con sus respectivos movimientos verticales y horizontales.

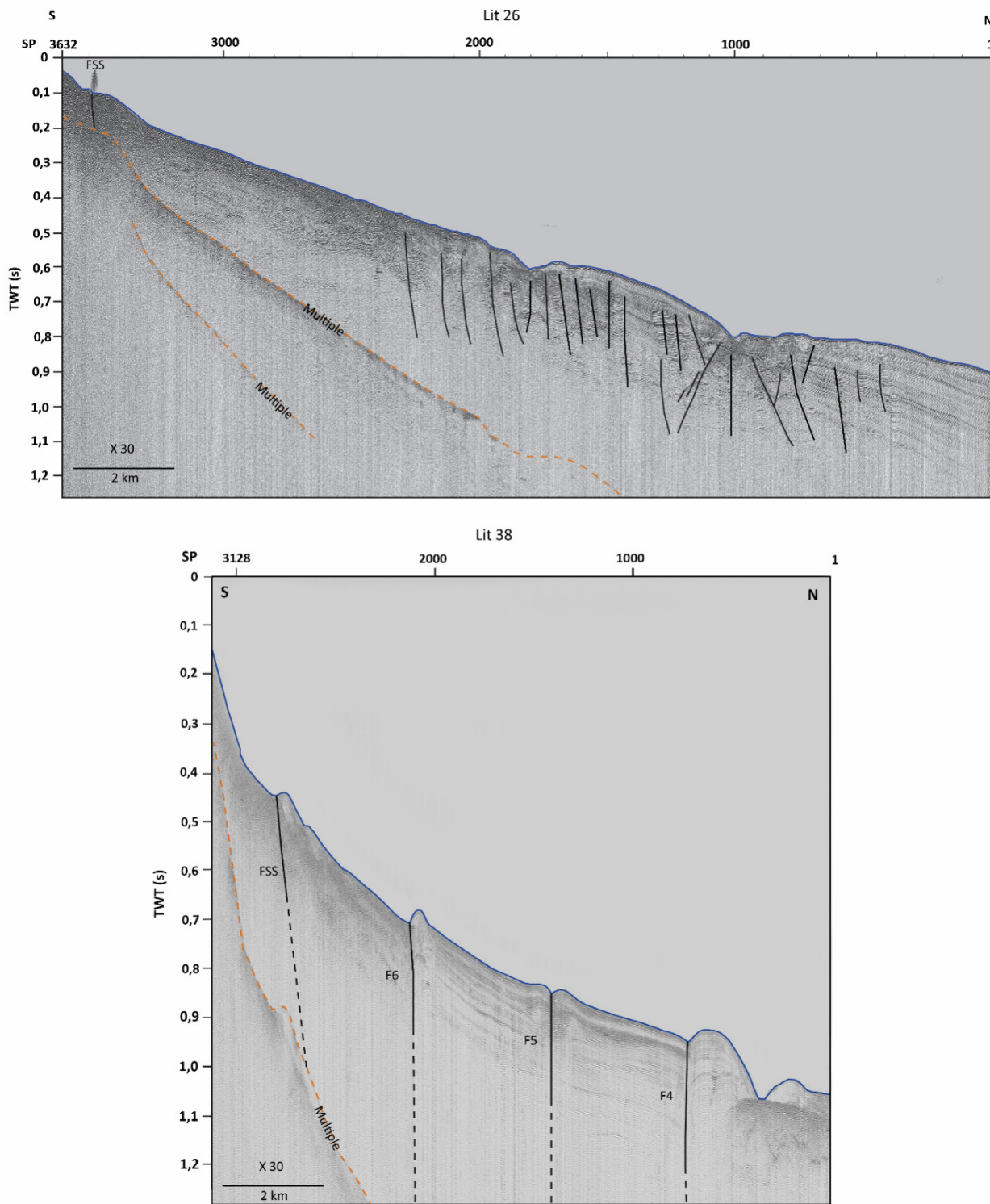


Figura 10 Perfiles sísmicos Lit26 (arriba) y Lit38 (abajo) donde se presenta la falla de San Sebastián (FSS) cortando el fondo marino, así como fallas secundarias denominadas F6, F5, F4 de sur a norte.

permitieron definir así para el tope de la unidad 1, el horizonte H1 de edad relativa MIS6 (~130ky) y para la discontinuidad más reciente observada en nuestros perfiles (H5), ha sido asociada al último máximo glacial, correspondiente al MIS2.

En cuanto a la subsidencia, una vez revisada la batimetría y los datos sísmicos, se estima que la Plataforma de La Guaira representa un bloque homogéneo bastante simple. Por lo tanto, elegimos la parte central de la Plataforma La Guaira para calcular una estimación del desplazamiento vertical de subsidencia que puede considerarse como un componente de la falla de San Sebastián de rumbo deslizante.

En la mayoría de los perfiles sísmicos, se considera que la discontinuidad más fuerte y ampliamente desarrollada corresponde al nivel

bajo del nivel del mar MIS6 (Figura 5). Basado en correlación con curvas globales (Waelbroeck *et al.*, 2002; Siddall *et al.*, 2003) y con resultados referentes al Golfo de Cariaco (Van Daele *et al.*, 2011). A este evento se le asigna una edad de 130 ky AP, considerándose el nivel del mar 130 m más profundo que en la actualidad. Para el evento MIS2 correspondiente a la edad 20 ky AP, se considera el nivel del mar 120 m más profundo que en el presente. Para nuestra estimación, usamos una velocidad de 1.5 km.s-1 para el agua de mar, una media de 1.6 km.s-1 para los sedimentos post-MIS2 y una media de 1.8 km.s-1 para los sedimentos acumulados entre el MIS2 y discontinuidades de MIS6, obteniendo un valor de subsidencia estimado de alrededor de 1.2 mm.año-1.

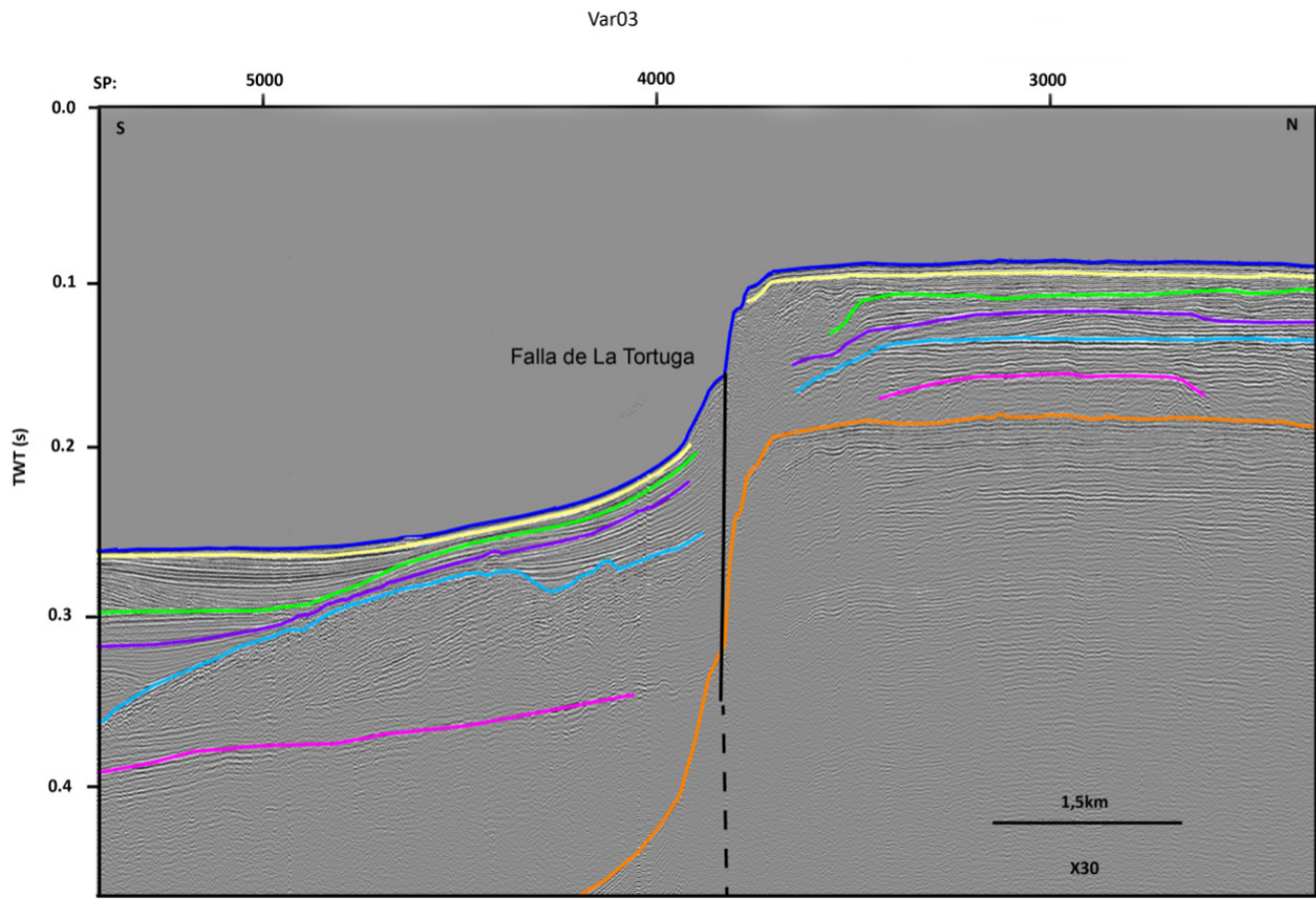


Figura 11 Perfil sísmico Var03 interpretado mostrando las respectivas unidades sismoestratigráficas. Al norte del perfil se presenta la falla de La Tortuga cortando la plataforma de la isla La Tortuga.

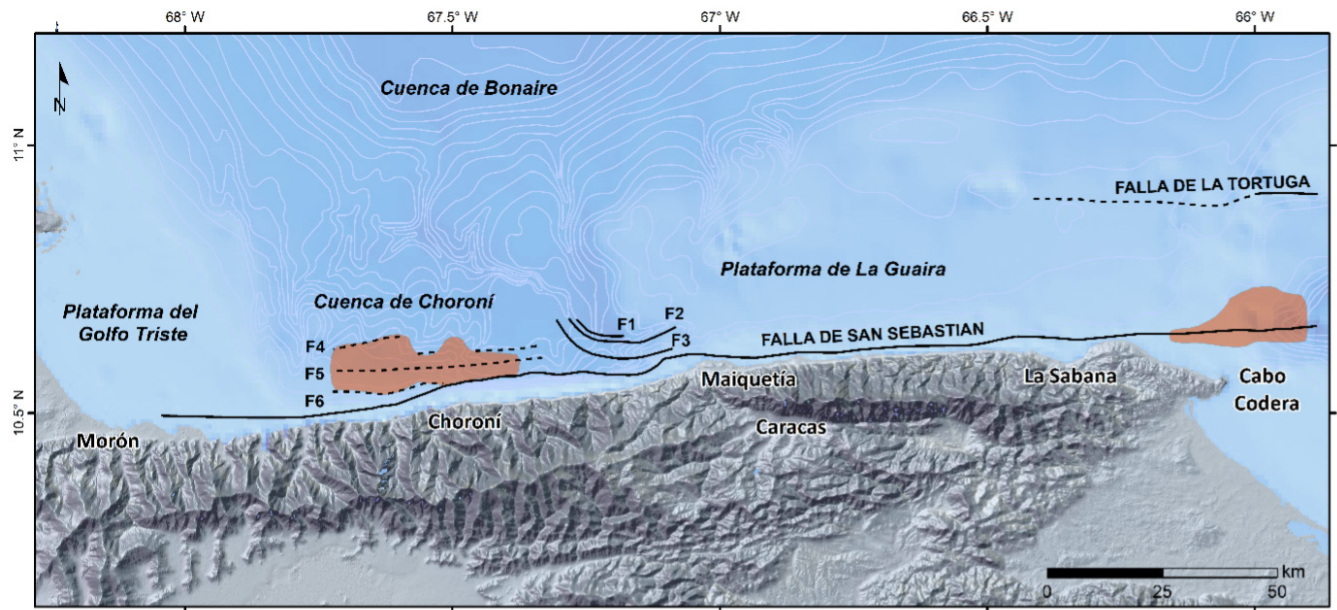


Figura 12 Mapa de fallas activas del margen norte de Venezuela obtenido en este estudio. Las líneas continuas corresponde a las fallas activas y las punteadas a fallas inferidas. El polígono naranja encierra zonas de deformación asociados con el movimiento de la falla de San Sebastián.

5.2. AMENAZA SÍSMICA

La identificación y trazado de la falla de San Sebastián, de la Falla de La Tortuga y fallas secundarias menores, permite establecer mejores estimaciones de la amenaza sísmica. Por su condición de ubicación costa afuera, ha sido objeto de discusiones la ubicación de los epicentros de los sismos históricos, como es el caso del sismo de 1900 (Figura 3) quienes ubican el epicentro sobre la falla de La Tortuga (Hernández y Schmitz, 2010) así como quienes estimamos que la falla responsable es la falla de San Sebastián (Colón *et al.*, 2015). Usando la relación empírica de Wells y Coopersmith (1994) sugerimos que para el sismo de 1900 (Figura 3), donde estimamos una longitud de ruptura de aproximadamente 100 km, valores de magnitud del orden de ~ 7.4 , similares a los obtenidos por Fiedler (1988) y Vásquez *et al.*, (2020) que podrían estimarse como los máximos valores para dicha falla. En el caso de la falla de la Tortuga, asumiendo una longitud de ruptura de alrededor de 25 km, se estima un sismo de magnitud $M_w \sim 6.7$. En la región central las mediciones geodésicas (Pérez *et al.*, 2018) arrojan una tasa de

deslizamiento de FSS de 17 mm.a, calificándola así, respecto a la falla de La Victoria (ubicada al sur de FSS), como la principal falla que acomoda el movimiento en la región entre las placas SA-EC. Estos valores indican, que si se desliza a ~ 17 mm, el segmento occidental de ~ 100 km de largo de esta falla ha acumulado aproximadamente 3.4 m de deslizamiento potencial desde que se rompió por última vez en 1812 (Audemard, 2002; Choy *et al.*, 2010), esta energía acumulada podría ser liberada durante un gran terremoto de $M_w \sim 7$, de acuerdo con lo sugerido por Pérez *et al.*, (2018).

Agradecimientos

Agradecemos a FUNVISIS por su apoyo incondicional de larga duración, a la Universidad de Oriente (UDO) y CAMUDOCA por proporcionar el R / V Guaiquerí II a un precio académico asequible además a su equipo de alto rendimiento por estar siempre listo. Esta investigación ha sido financiada por varias fuentes y también es una contribución a los proyectos: FONACIT-ECOS Nord PI-2003000090 (código francés V04U01) y

PI-2009000818 (código francés V10U01) y GEODINOS (FONACIT 2002000478) y TSUNAMI (FONACIT 2013000361). Deseamos agradecer a RCMG (Univ. Ghent) e ISTERre (ex LGCA; Univ. Grenoble) por apoyar siempre incondicionalmente este programa de investigación offshore liderado por el autor correspondiente. Se agradece a José Antonio y al Prof. Singer por su disertación. Agradecemos al Ministerio del Ambiente y Recursos Naturales eMARN- (Ministerio de Ambiente y Recursos Naturales de Venezuela) por proporcionar los permisos ambientales para llevar a cabo la investigación marina.

Referencias

- Aksu, A.E., Hiscott, R.N., Kaminski, M.A., Mudie, P.J., Gillespie, H., Abrajano, T. and Yaşar, D., 2002, Last glacial–Holocene paleoceanography of the Black Sea and Marmara Sea: stable isotopic, foraminiferal and coccolith evidence: *Marine Geology*, 190(1–2), 119–149. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(02\)00345-6](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(02)00345-6)
- Anderson, J.B., Rodriguez, A., Abdulah, K.C., Fillon, R.H., Banfield, L.A., Mckeown, H.A., and Wellner, J.S., 2004, Late Quaternary stratigraphic evolution of the northern Gulf of Mexico margin: a synthesis, in Anderson, J.B., and Fillon, R.H. (eds.), *Late Quaternary Stratigraphic Evolution of the Northern Gulf of Mexico Margin*: SEPM, Special Publication 79, 1–23 p. <https://doi.org/10.2110/pec.04.79.0001>
- Audemard, F. A., 1993, Néotectonique, sismotectonique *et aléa* sismique du nord-ouest du Vénézuéla (système de failles d’Oca-Ancón), University of Montpellier II, PhD thesis, 369 p.
- Audemard, F. A., 1997, Holocene and Historical Earthquakes on the Boconó Fault System, Southern Venezuelan Andes: Trench Confirmation: *Journal of Geodynamics*, 24, 155–167. [https://doi.org/10.1016/S0264-3707\(96\)00037-3](https://doi.org/10.1016/S0264-3707(96)00037-3)
- 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. *Proceedings VI Congreso Venezolano de Sismología e Ingeniería Sísmica*, Mérida, 10.
- Audemard, F. A., 2002, Ruptura de los grandes sismos históricos venezolanos de los siglos XIX y XX, revelados por la sismicidad instrumental contemporánea. *XI Congreso Venezolano de Geofísica*, Caracas, Venezuela, Nov. 17–20, 8p.
- Audemard, F. A., 2003, Geomorphic and geologic evidence of ongoing uplift and deformation in the Mérida Andes, Venezuela: *Quaternary International*, 101, 43–65. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(02\)00128-3](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(02)00128-3)
- Audemard, F.A., 2007, Revised seismic history of the El Pilar fault, northeastern Venezuela, from the Cariaco 1997 earthquake and recent preliminary paleoseismic results: *Journal of Seismology*, 11 (3), 311–326. <https://doi.org/10.1007/s10950-007-9054-2>
- Audemard, F.A., 2012, Over 4 decades of paleoseismic studies in Venezuela. In *How Far We Have Gone and How Much Still to Be Done! BELQUA 2012 Annual Scientific Workshop*, the Royal Academies of Belgium for Science and the Arts, Brussels (Belgium), March 1, 2012, 4–5 p.
- Audemard, F. A., Pantosti, D., Machette, M., Costa, C., Okumura, K., Cowan, H., Diederix, H., Ferrer, C., 1999, Trench investigation along the Merida section of the Boconó fault (central Venezuelan Andes), Venezuela. In Pavlides, S., Pantosti, D. and Peizhen, Z. (Eds.), *Earthquakes, Paleoseismology and Active Tectonics. Selected papers to 29th General Assembly of the Association of Seismology and Physics of the Earth’s Interior (IASPEI)*, Thessaloniki, Greece, August 1997: *Tectonophysics*, 308, 1–21. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00085-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00085-2)

- 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 00-018. <https://doi.org/10.3133/ofr0018>
- 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), 299-327. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00218-9](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00218-9)
- Audemard, F.A., Romero, G., Rendon, 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., Beck, C., Moernaut, J., De Rycker, K., De Batist, M., Sánchez, J., González, M., Sánchez, C., Versteeg, W., Malavé, G., Schmitz, M., Van Welden, A., Carrillo, E., Lemus, A., 2007, La depresión submarina de Guaracayal, estado Sucre, Venezuela: Una barrera para la propagación de la ruptura cosísmica a lo largo de la falla de El Pilar: *Interciencia*, 32, 735-741.
- Audemard, F.A., Leal, A.F., Palme, C., 2012, Testimonios históricos de terremotos locales tsunamigénicos en el oriente venezolano. In VI Jornadas Venezolanas de Sismología Histórica, Caracas, Venezuela, marzo 2012 (Abstract).
- Babb, S., Mann, P., 1999, Structural and sedimentary development of a Neogene transpressional plate boundary between the Caribbean and South American plates in Trinidad and the Gulf of Paria. In Mann, P. (Ed.), *Caribbean Basins: Sedimentary Basins of the World*, vol. 4. Elsevier Science B.V., Amsterdam, The Netherlands, 495-557. [https://doi.org/10.1016/S1874-5997\(99\)80052-5](https://doi.org/10.1016/S1874-5997(99)80052-5)
- Ball, M.M., Harrison, C.G.A., Supko, P.R., Bock, W., Maloney, J., 1971, Marine geophysical measurements on the southern boundary of the Caribbean Sea. In Donnelly, T.W. (Ed.), *Caribbean Geophysical, Tectonic and Petrographic Studies*, Geological Society of America Memoirs, 130, 1-33. <https://doi.org/10.1130/mem130-p1>
- Beltrán, C., 1993, Mapa neotectónico de Venezuela: Caracas, Venezuela, Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas, scale 1:2,000,000.
- Beltrán, C., 1994, Trazas activas y síntesis neotectónica de Venezuela a escala 1:2.000.000. In *Proceedings, 7th Congreso Venezolano de Geofísica: Caracas*, 541-547.
- Biju-Duval, B., Mascle, A., Montadert, L., Wannesson, J., 1978, Seismic investigations in the Colombia, Venezuela and Grenada basins, and in the Barbados ridge for future drilling: *Geologie en Mijnbouw*, 57, 105-116.
- Boggs, S., 2011, *Principles of Sedimentology and Stratigraphy*, 5th edition, Prentice Hall, 662 p.
- Caraballo, L.F., 1982, El Golfo de Cariaco. Parte I: Morfología y batimetría submarina. Estructuras y tectonismo reciente: *Boletín del Instituto Oceanográfico de Venezuela*, 21 (1-2), 13-35.
- Case, J.E., 1974, Major basins along the continental margin of northern South America. In Burk, C., Drake, C. (Eds.) *The Geology of Continental Margins*. Springer Science & Business Media, New York, USA, 733-741. https://doi.org/10.1007/978-3-662-01141-6_54
- Castellanos, P., Varela, R., Muller-Karger, F., 2002, Descripción de las áreas de surgencia al sur del Mar Caribe examinadas con el sensor infrarrojo AVHRR: Memoria de la Fundación La Salle de Ciencias Naturales 154, 55- 76.
- Chiocci, F.L., 2000, Depositional response to Quaternary fourth-order sea-level fluctuations on the Latium margin (Tyrrhenian Sea, Italy): *Geological Society, Special Publications*, 172(1), 271-289. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.2000.172.01.13>

- Choy, J.E., Palme, C., Guada, C., Morandi, M., Klarica, S., 2010, Macroseismic Interpretation of the 1812 earthquake in Venezuela using intensity uncertainties and a priori fault-strike information: *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100, 241–255. <https://doi.org/10.1785/0120080345>
- Clark, Peter U., Dyke, Arthur S., Shakun, Jeremy D., Carlson, Anders E., Clark, Jorie, Wohlfarth, Barbara, Mitrovica, Jerry X., Hostetler, Steven W., 2009, The last glacial maximum: *Science* 325 (5941), 710-714. <https://doi.org/10.1126/science.1172873>
- Colón, S., Audemard, F.A., Beck, C., Avila, J., Padrón, C., De Batist, M., Paolini, M., Leal, A.F., Van Welden, A., 2015, The 1900 Mw 7.6 earthquake offshore north-central Venezuela: Is La Tortuga or San Sebastián the source fault?: *Marine and Petroleum Geology*, 67, 498-511. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2015.06.005>
- Dengo, G., 1953, Geology of the Caracas region, Venezuela: *Bulletin of the Geological Society of America*, 64(1), 7-40. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1953\)64\[7:gotcrv\]2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1953)64[7:gotcrv]2.0.co;2)
- Di Croce, J., Bally, A., Vail, P., 1999, Sequence stratigraphy of the eastern Venezuelan Basin. In Mann, P. (Ed.), *Caribbean Basins: Sedimentary Basins of the World*, vol. 4. Elsevier Science B.V., Amsterdam, The Netherlands, 419-476. [https://doi.org/10.1016/s1874-5997\(99\)80050-1](https://doi.org/10.1016/s1874-5997(99)80050-1)
- Escalona, A., Mann, P., 2011, Tectonics, basin subsidence mechanisms, and paleogeography of the Caribbean-South American plate boundary zone: *Marine and Petroleum Geology*, 28 (1), 8-39. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2010.01.016>
- Espinosa, E., Daza, J., 1985, Evaluación geológica y condiciones geotécnicas de la plataforma de Unare y La Tortuga-Margarita. In: *Memorias VI Congreso Geológico Venezolano*, Caracas, 4591-4611.
- Fiedler, G., 1988, Preliminary evaluation of the large Caracas earthquake of October 29, 1900, In Lee, W., Meyers, H., Shimazaki, K. (Eds.), *Historical seismograms and earthquakes of the world*, San Diego, Academic Press: 201-207.
- Fratantoni, D.M., 2001, North Atlantic surface circulation during the 1990's observed with satellite-tracked drifters: *Journal of Geophysical Research*, 106, 22067- 22093. <https://doi.org/10.1029/2000jc000730>
- Frey Mueller, J. T., Kellogg, J. N., Vega, V. 1993, Plate motions in the north Andean region: *Journal of Geophysical Research*, 98, 21853-21863. <https://doi.org/10.1029/93jb00520>
- Garcia Caro, E., Mann, P., Escalona, A., 2011, Regional structure and tectonic history of the obliquely colliding Columbus foreland basin, offshore Trinidad and Venezuela: *Marine and Petroleum Geology*, 28(1), 126-148. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2009.08.016>
- Gorney, D., Escalona, A., Mann, P., Magnani, B., Bolivar Study Group, 2007, Chronology of Cenozoic tectonic events in western Venezuela and the Leeward Antilles based on integration of offshore seismic reflection data and onland geology: *AAPG Bulletin*, 91(5), 1-31. <https://doi.org/10.1306/11280606002>
- Hernández, J.J., Schmitz, M., 2010, Calibración de la amenaza sísmica en Caracas y el nuevo modelo sismogénico regional mediante análisis de recurrencia de intensidades macrosísmicas: *Boletín Técnico IMME*.
- Hess, H.H., Maxwell, J. C., 1953, Major structural features of the south-west Pacific: a preliminary interpretation of H. O. 5484, bathymetric chart, New Guinea to New Zealand. *Proceedings of the 7th Pacific Science Congress: Held at Auckland and Christchurch, New Zealand, 1949*. Wellington: Harry H. Tombs, Ltd. 14–17.
- Jouanne, F., Audemard, F. A., Beck, C., Van Welden, A., Ollarves, R., Reinoza, C., 2011, Present-day deformation along the El Pilar fault in eastern Venezuela: Evidence of creep along a major strike-slip fault: *Journal of Geodynamics*, 51, 398-410. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2010.11.003>

- Jouet, G., Berné, S., Rabineau, M., Bassetti, M.A., Bernier, P., Dennielou, B., Sierro, F.J., Flores, J.A., Taviani, M., 2006, Shoreface migrations at the shelf edge and sea-level changes around the Last Glacial Maximum (Gulf of Lions, NW Mediterranean): *Marine Geology*, 234(1-4), 21-42. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2006.09.012>
- Kearey, P., Brooks, M., Hill, I., 2002, An introduction to geophysical exploration. Third edition. Blackwell Science, 258 p.
- Larcombe, P., Carter, R.M., 1998, Sequence architecture during the Holocene transgression: an example from the Great Barrier Reef shelf, Australia: *Sedimentary Geology*, 117(1-2), 97-121. [https://doi.org/10.1016/s0037-0738\(97\)00119-x](https://doi.org/10.1016/s0037-0738(97)00119-x)
- Liquete, C., Canals, M., De Mol, B., De Batist, M., Trincardi, F., 2008, Quaternary stratal architecture of the Barcelona prodeltaic continental shelf (NW Mediterranean): *Marine Geology*, 250(3-4), 234-250. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2008.01.014>
- Magnani, M.B., Zelt, C.A., Levander, A., Schmitz, M., 2009, Crustal structure of the South American-Caribbean plate boundary at 67W from controlled source seismic data: *Journal of Geophysical Research*, 114(B2), 1-23. <https://doi.org/10.1029/2008jb005817>
- Masclé, A., Biju-Duval, B., Letouzey, J., Bellizzia, A., Aubouin, J., Blanchet, R., Stephan, J.F., Beck, C., 1979, Estructura y evolución de los márgenes este y sur del Caribe (análisis de los problemas del Caribe): *Bulletin du Bureau de Recherches Géologiques et Minières* 3 (4), 171-184.
- Morelock, J., Maloney, N., Bryant, W., 1972, Structure and sediments of the continental shelf of central Venezuela: *Boletín del Instituto Oceanográfico de Venezuela*, 11 (2), 127-136.
- Palma, M., Audemard, F.A., Romero, G., 2010, New focal mechanism solutions for Venezuela and neighboring areas 2005-2008: importance of the National Seismological Network's density and distribution: *Revista Técnica de la Facultad de Ingeniería Universidad del Zulia*, 33 (2), 108-121.
- Paolini, M., 2012, Interpretación geofísica integrada del sector occidental de la plataforma centro norte costera de Venezuela. Universidad Central de Venezuela, MSc thesis, 146 p.
- Pereira, J., 1985, Evolución tectónica de la cuenca de Carúpano durante el Terciario. In VI Congreso de Geología de Venezuela, Caracas, 2618-2648.
- Pérez, O. J., Bilham, R., Bendick, R., Hernández, N., Hoyer, M., Velandia, J.R., 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>
- Pérez, O., Wesnousky, S., De La Rosa, R., Márquez, J., Uzcátegui, R., Quintero, C., Liberal, L., Mora-Páez, H., Walter Szeliga. W., 2018, On the interaction of the North Andes plate with the Caribbean and South American plates in northwestern South America from GPS geodesy and seismic data: *Geophysical Journal International*, 214(3), 1986-2001. <https://doi.org/10.1093/gji/ggy230>.
- Peter, G., 1972, Geologic structure offshore north-central Venezuela. In VI Caribbean Geological Conference, Margarita, Venezuela, 283-294.
- Picard, X., 1974, La costa de acantilados entre Puerto Cabello y Cabo Codera, Cordillera de la Costa de Venezuela: *Boletín Informativo de la Asociación Venezolana de Geología*,

- Minería y Petróleo 17: 128-130.
- Pindell, J.L., Cande, S.C., Pitman, W.C., Rowley, D.B., Dewey, J.F., Labrecque, J., Haxby, W. 1988, A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution: *Tectonophysics*, 155, 121-138. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(88\)90262-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(88)90262-4)
- Piper, D.J., W., Aksu, A.E., 1992, Architecture of stacked Quaternary deltas correlated with global oxygen isotopic curve: *Geology*, 20(5), 415-418. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020%3C0415:aosqdc%3E2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020%3C0415:aosqdc%3E2.3.co;2)
- Pousse Beltran, L., Pathier, E., Jouanne, F., Vassallo, R., Reinoza, C., Audemard, F. A., Doin, M-P, Volat, M., 2016, Spatial and temporal variations in creep rate along the El Pilar fault at the Caribbean-South American plate boundary (Venezuela), from InSAR: Aseismic slip along the El Pilar fault: *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, 121 (11), 8276-8296. <https://doi.org/10.1002/2016JB013121>
- Rabineau, M., Berné, S., Aslanian, D., Olivet, J.-L., Joseph, P., Guillocheau, F., Bourillet, J.-F., Ledrezen, E. and Granjeon, D., 2005, Sedimentary sequences in the Gulf of Lion: A record of 100,000 years climatic cycles: *Marine and Petroleum Geology*, 22(6-7), 775-804. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2005.03.010>
- Rabineau, M., Berné, S., Olivet, J.-L., Aslanian, D., Guillocheau, F. and Joseph, P., 2006, Paleo sea levels reconsidered from direct observation of paleoshoreline position during Glacial Maxima (for the last 500,000 yr): *Earth and Planetary Science Letters*, 252(1-2), 119-137. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.11.050>
- Reinoza, C., Jouanne, F., Audemard, F. A., Beck, C., 2015, Geodetic exploration of strain along the El Pilar Fault in Northeastern Venezuela: *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, 120 (3), 1993-2013. <https://doi.org/10.1002/2014JB011483>.
- Rial, J.A., 1973, La fosa tectónica de Tacagua y su relación con la sismicidad de la región de Caracas: *Boletín de la Sociedad Venezolana de Geólogos*, 8(3), 49-54.
- Ridente, D., Trincardi, F., 2002, Eustatic and tectonic control on deposition and lateral variability of Quaternary regressive sequences in the Adriatic basin (Italy): *Marine Geology*, 184(3), 273-293. [https://doi.org/10.1016/s0025-3227\(01\)00296-1](https://doi.org/10.1016/s0025-3227(01)00296-1)
- Riehl, H., 1973, Controls of the Venezuelan rainy season: *Bulletin of the American Meteorological Society*, 54(1), 9-12. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1973\)054%3C0009:cotvrs%3E2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1973)054%3C0009:cotvrs%3E2.0.co;2)
- Schubert, C., 1979, El Pilar fault zone, northeastern Venezuela: brief review: *Tectonophysics* 52, 447-455. <https://doi.org/10.1016/b978-0-444-41783-1.50071-4>
- Schubert, C., and Krause, F., 1984, Mórón fault zone, North Central Venezuelan borderland: Identification, definition and neotectonic character: *Marine Geophysical Researches*, 6, 257-273. <https://doi.org/10.1007/bf00286529>
- Sellier de Civrieux, J. M., 1971, Cañones submarinos frente a la cordillera de la costa de Venezuela. *Symposium on Investigations and Resources of the Caribbean Sea and Adjacent Regions*. Unesco, Paris, 291-295.
- Sellier de Civrieux, J. M., 1977, Indicios de subsidencia neotectónica post-glacial en el Mar Caribe frente a Venezuela: *Boletín de Geología (Venezuela)*, 7, 1965-1980.
- Silver, E.A., Case, J., Macgillary, H., 1975, Geophysical study of the Venezuela borderland: *GSA Bulletin*, 86(2), 213-226. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1975\)86<213:GSOTVB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1975)86<213:GSOTVB>2.0.CO;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, Academia de las Ciencias Naturales, Matemáticas y Físicas Publicación Especial 33, 25–38.
- Skene, K.I., Piper, D.J.W., Aksu, A.E., Syvitski, J.P.M., 1998, Evaluation of the global oxygen isotope curve as a proxy for Quaternary sea level by modeling of delta progradation: *Journal of Sedimentary Research*, 68(6), 1077-1092. <https://doi.org/10.2110/jsr.68.1077>
- Siddall, M., Rohling, E. J., Almogi-Labin, A., Hemleben, C., Meischner, D., Schmelzer, I., Smeed, D. A., 2003, Sea-level fluctuations during the last glacial cycle: *Nature* 423 (6942), 853–858. <https://doi.org/10.1038/nature01690>
- Snow, J.W., 1976, The climates of northern South America. In Schwerdtfeger, W. (Ed.), *Climates of Central and South America*. Elsevier, Amsterdam, 295–395.
- Soulas, J. P., 1986, Neotectónica y tectónica activa en Venezuela y regiones vecinas, *Proceedings of 6th Congreso Geológico Venezolano*, Caracas, Venezuela, 10, 6639–6656.
- Stephan, J. F., 1985, Andes et Chaîne Caraïbe sur la Transversale de Barquisimeto (Venezuela), *Evolution géodynamique: Géodynamique des Caraïbes*, Symposium: Paris, Editions Technip, 505– 529.
- Stephan, J.F., Mercier de Lépinay, B., Calais, E., Tardy, M., Beck, C., Carfantan, J.C., Olivet, J.L., Vila, J.M., Bouysse, P., Mauffret, A., Bourgois, J., Théry, J.M., Tournon, J., Blanchet, R., Dercourt, J., 1990, Paleogeodynamic maps of the Caribbean: 14 steps from Lias to present: *Bulletin of the French Geological Society*, 6(6), 915-919. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.VI.6.915>
- Trenkamp, R., Kellogg, J.N., Freymueller, J.T., Mora, H.P., 2002, Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations: *Journal of South American Earth Sciences*, 15(2), 157-171. [https://doi.org/10.1016/s0895-9811\(02\)00018-4](https://doi.org/10.1016/s0895-9811(02)00018-4)
- Trincardi, F. and Correggiari, A., 2000, Quaternary forced regression deposits in the Adriatic basin and the record of composite sea-level cycles. In Hunt, D., Gawthorpe, R. L. (Eds.), *Sedimentary Responses to Forced Regressions*. Geological Society of London, Special Publication, 172, 245-270. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.2000.172.01.12>
- Ulug, A., Duman, M., Ersoy, X., Özel, E., Avci, M., 2005, Late Quaternary sea-level change, sedimentation and neotectonics of the Gulf of Gökova: Southeastern Aegean Sea: *Marine Geology*, 221, 381– 395. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2005.03.002>
- Van Daele, M., Van Welden, A., Moernaut, J., Beck, C., Audemard, F., Sanchez, J., Jouanne, F., Carrillo, E., Malavé, G., Lemus, A., De Batist, M., 2011, Reconstruction of Late-Quaternary sea- and lake-level changes in a tectonically active marginal basin using seismic stratigraphy: The Gulf of Cariaco, NE Venezuela: *Marine Geology*, 279(1–4), 37-51. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2010.10.011>
- Vásquez, R., Guzmán, A., Rodríguez, J.A., Colón, S., Audemard, F.A., Mauricio Cabas, M., 2020, Magnitude estimation of the 1900 earthquake in Venezuela based on its coseismic effects: *IOP Conference Series: Materials Science and Engineering*, Second International Conference on Materials Science and Manufacturing Technology 9-10 April 2020, Hotel Aloft, Coimbatore, Tamil Nadu, India. <https://doi.org/10.1088/1757-899X/872/1/012034>
- Waelbroek, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J.C., McManus, J.F., Lambeck, K., Balbon, E., Labracherie, M., 2002, Sea-level and deep-water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records: *Quaternary Science Reviews*, 21(1– 3): 295-305. [https://doi.org/10.1016/s0277-3791\(01\)00101-9](https://doi.org/10.1016/s0277-3791(01)00101-9)

- Weber J., Dixon, T., DeMets, C., Ambeh, W., Jansma, P., Mattioli, G., Saleh, J., Sella, G., Bilham, R., Pérez, O. 2001, GPS estimate of relative motion between the Caribbean and South American plates, and geologic implications for Trinidad and Venezuela: *Geology*, 29 (1), 75-78. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029%3C0075:geomb%3E2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029%3C0075:geomb%3E2.0.co;2)
- Wells, D. L., Coppersmith, K. J., 1994, New empirical relationships among magnitudes, 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, RICE University, Houston, Texas, 579 p.
- Ysaccis, R., Cabrera, E., Del Castillo, H., 2000, El Sistema Petrolífero de la Cuenca de La Blanquilla, costa afuera, Venezuela. In VII Simposio Bolivariano Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas, Caracas, 411-425. <https://doi.org/10.3997/2214-4609-pdb.118.028esp>