

# EFECTO DE TSUNAMI DEL MAR CARIBE EN LA COSTA DE COLOMBIA

Jhon Henry Caicedo O.<sup>1</sup>, Bruno Martinelli<sup>2, 1</sup>,  
Hansjürgen Meyer<sup>1</sup>, Rafael Steer R.<sup>3</sup>

## RESUMEN

Los tsunamis - potencialmente desastrosas olas oceánicas causadas por fenómenos geológicos submarinos (sismos, erupciones volcánicas, deslizamientos) - se han asociado principalmente con el Océano Pacífico, donde de hecho ocurren la gran mayoría de estos relativamente escasos fenómenos y en donde se han concentrado la mayoría de las acciones para su estudio y prevención. Sin embargo, en el Caribe también ocurren tsunamis, generados por sus márgenes sísmicamente activos principalmente.

Los catálogos históricos muestran que el fenómeno es comparativamente escaso en la cuenca del Caribe. Además las costas colombianas están alejadas de las fuentes más importantes, en la zona de subducción de las Antillas Menores. Pero la existencia de la amenaza de tsunami en el Caribe, así como la disponibilidad de recursos científicos y técnicos para realizar simulaciones numéricas de tsunami con altos niveles de confiabilidad, le dan sentido al propósito de evaluar el nivel de amenaza que este fenómeno puede significar para Colombia.

En este trabajo se presentan simulaciones de dos eventos deducidos como las más probables fuentes sísmicas de amenaza de tsunami para la costa de Colombia en el Caribe. Los resultados preliminares muestran que en general los niveles de exposición son muy bajos.

## ABSTRACT

Tsunamis - potentially disastrous oceanic waves caused by submarine geological phenomena (earthquakes, volcanic eruptions, slumps) - have been associated mainly with the Pacific Ocean, where indeed most of these relatively rare phenomena occur and where most of the efforts for their understanding and prevention have been concentrated. However, tsunamis also do occur in the Caribbean, generated mainly at its seismically active margins.

The historical catalogs show that this phenomenon is comparatively rare in the Caribbean. Moreover, the coasts of Colombia are far from the most important sources, in the subduction zone of the Antilles arc. But the existence of tsunami hazard in the Caribbean, as well as the availability of scientific and technical resources for numerical simulation of tsunami with high levels of confidence, give sense to the purpose of evaluating the level of hazard which this phenomenon can have for Colombia.

Herein we present simulations for two events, deduced as the most likely sources of tsunami hazard for the Colombian coast. The preliminary results show that the general level of exposure is very low.

1: Universidad del Valle, Observatorio Sismológico del Suroccidente - OSSO  
Ciudad Universitaria Meléndez, Torre de Ingeniería, A. Aéreo 25360,  
Tel. (92) 339 7222, 330 1661; Fax (92) 331 3418, Cali - Colombia  
E-Mail: [jhcaiced@osso.univalle.edu.co](mailto:jhcaiced@osso.univalle.edu.co); [hjm@osso.univalle.edu.co](mailto:hjm@osso.univalle.edu.co)

2: Cuerpo Suizo de Socorro, E-Mail: [bma@osso.univalle.edu.co](mailto:bma@osso.univalle.edu.co)

3: IOCARIBE, A. Aéreo 1108, Cartagena - Colombia

## INTRODUCCIÓN

Hasta hace muy poco la percepción y atención de la amenaza por tsunami se ha concentrado exclusivamente en el Pacífico y, más recientemente, en aguas europeas y en el Océano Índico. De hecho, el Pacífico es la región que concentra la mayor parte de la ocurrencia de tsunami desastrosos, lo cual está relacionado con los muchos miles de kilómetros de zonas de subducción activas que bordean esta cuenca. En el Mar Caribe, no obstante sus evidentes condiciones geológicas tsunamigénicas y algunos testimonios históricos, hasta hace poco no había habido mayor preocupación por el fenómeno, hecho quizás explicable con la comparativamente baja recurrencia del fenómeno (*Grases*, 1994a estimó la frecuencia media cinco veces menor que en el Pacífico) y con que, en cuanto a fenómenos naturales peligrosos, aquí domina la ocurrencia de huracanes.

Recientemente (*IOCARIBE*, 1996) se realizó la primera reunión internacional para determinar las acciones científicas, técnicas y preventivas necesarias y factibles a nivel regional para atender la amenaza por tsunami en el Caribe.

Evaluaciones como la iniciada con este trabajo son necesarias para fundamentar decisiones sobre la necesidad de sistemas de alerta de tsunami para la costa caribe de Colombia (realización, en caso de fuentes cercanas, o participación, en caso de fuentes lejanas), y de otras medidas de preparación de emergencias y reducción de riesgos.

Este trabajo, que también aspira a contribuir al conocimiento del fenómeno tsunami en el Caribe, es un aporte al cumplimiento de los objetivos trazados por el “Plan de Desarrollo de las Ciencias y las Tecnologías del Mar en Colombia 1990-2000”, que en el Programa de Desastres Naturales (p. 94) prevee para fenómenos como terremotos y tsunami líneas de investigación en evaluación y determinación de niveles de riesgo en función de la vulnerabilidad y amenaza, predicción de ocurrencia de desastres y formulación de medidas de mitigación.

El proyecto de simulación numérica de tsunami que adelanta el OSSO se realiza con apoyo del programa TIME - Tsunami Inundation Modeling Exchange, en cuyo marco se aplica y desarrolla actualmente en 10 grupos de diversos países la metodología de modelamiento numérico de tsunami de la Universidad de Tohoku, Japón (*Shuto*, 1991; *Goto & Ogawa*, 1982), en cooperación con la Comisión Oceanográfica Intergubernamental - COI (UNESCO).

## FUENTES Y PROPAGACIÓN DE TSUNAMI

Una descripción de los aspectos básicos de la generación, propagación y simulación de tsunami está incluida en otro trabajo sobre el proyecto de simulación numérica, para la costa de Colombia en el Pacífico (*Caicedo et al.*, este volumen). Por su relevancia en la región del Caribe, donde una parte de las potenciales fuentes sísmicas de tsunami son sistemas de falla de movimiento horizontal (el límite de la placa Caribe entre Hispaniola y Guatemala, Falla del Pilar), mencionamos aquí adicionalmente resultados sobre la eficiencia tsunamigénica relativa de diversos tipos de mecanismos de fallamiento. *Chubarov & Gusiakov* (1985) calcularon que fallas de tipo inverso (como son típicas en zonas de subducción) generan amplitudes unas 6 veces menores que fallas de rumbo. *Okal* (1988) analizó la diferencia entre fallas de rumbo y fallas inversas (45°), encontrando que la relación depende de la profundidad focal; para un foco a 10 km y en la dirección de máxima radiación una falla de tipo inverso genera amplitudes unas 7 veces mayores.

## TSUNAMI EN EL CARIBE

### Fuentes

El región geográfica del Mar Caribe demarca a la vez, en su mayor parte, una unidad en el sentido de la tectónica de placas (*Novelo-Casanova*, 1995); el área confinada por Suramérica, Centroamérica y el arco de las Antillas Mayores y Menores constituye la “Placa del Caribe”, a su vez insertada entre placas mayores (Norteamérica, Suramérica). Por definición, todo el contorno

de esta placa es tectónicamente activo, con sistemas de fallamiento lateral, divergente y convergente: el arco de las Antillas Menores, desde el norte (Hispaniola) hasta Trinidad en el sur, es una zona de subducción. Aquí la placa del Atlántico converge hacia y debajo de la placa Caribe. En el segmento norte de este arco (Hispaniola, Puerto Rico) el proceso es doble: al sur de estas islas se halla una zona de subducción de sentido contrario. Desde el área de Trinidad hasta el NE de Colombia domina el régimen de desplazamiento lateral (sistemas de falla Pilar, Oca). Desde el NE de Colombia hasta la región limítrofe de Panamá y Costa Rica corre una franja de compresión (Cinturón Deformado del Norte de Panamá y el Cinturón Deformado del Sur del Caribe). Desde el sur de Costa Rica (*Fan et al.*, 1993) hasta Guatemala (Falla de Motagua) el límite entre la placa Caribe y la placa se ubica hacia el lado W del área continental, con la zona de subducción de Costa Rica y Nicaragua (Océano Pacífico). La sismicidad de magnitudes grandes, en cuanto a límites de la placa en regiones marinas, se concentra (*Panagiotopoulos*, 1996) en el segmento del arco antillano que va desde 14°N (*Aspinall et al.*, 1994) hasta el lado norte de Hispaniola.

Por otro lado, la mayor parte del arco de islas en el Caribe oriental (Antillas Menores) presenta volcanismo activo, desde el Kick 'em Jenny (al N de Grenada, submarino) hasta el área de las islas Montserrat y Guadalupe. La última erupción en esta región que pudo haber generado un tsunami grande ocurrió hace más de 28.000 años en la isla Dominica (*Sigurdsson*, 1996). Para el Kick 'em Jenny se realizó un modelo de amenaza para tsunami (*Smith & Shepherd*, 1993), que posteriormente (*Sigurdsson*, 1996) fue juzgado como excesivo. Tsunami generados por volcanismo, mucho menos frecuentes que los de origen sísmico, no son tratados en el marco de este trabajo.

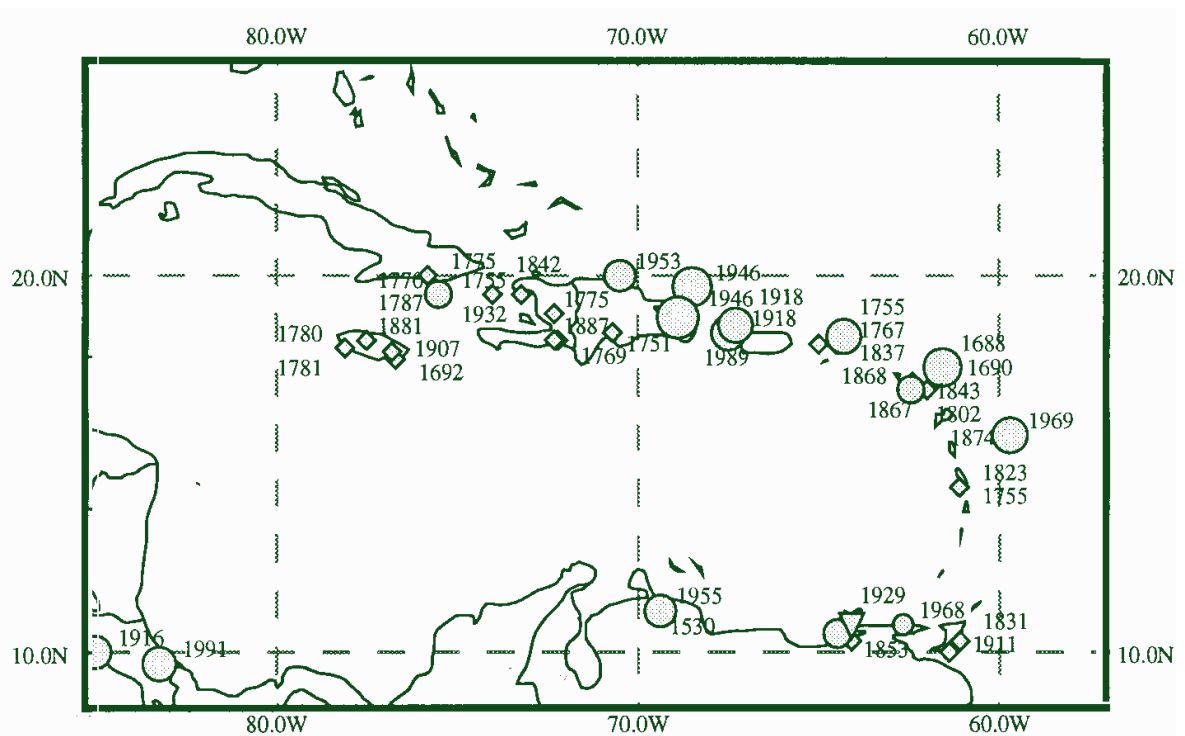


Figura 1. Mapa de tsunami en el Caribe (*Lander & Lockridge*, 1989)

## Tsunami

El catálogo sísmico del Caribe de *Grases* (1994b) reporta una significativa cantidad de eventos con testimonios de tsunami:

Cumaná (Venezuela)	1530, 1630, 1929	
N de Panamá central	1882	
Panamá occidental	1916	
Antillas Menores y Cuba	1755	(tsunami del gran terremoto de Lisboa)
Jamaica (Port Royal)	1692	
Hispaniola, costa norte	1842	
Islas Vírgenes, Puerto Rico,		
Guadalupe y Grenada	1867	
Haití	1887	
Jamaica	1907	
Puerto Rico	1918	
Rep. Dominicana (norte),		
Cuba y Puerto Rico	1946	

El catálogo de tsunami del National Geophysical Data Center (*Lander & Lockridge*, 1989) tiene aun más eventos y reportes; la mayoría y los más fuertes tsunami se reportan para la parte N de las Antillas Menores y las Antillas Mayores occidentales (Puerto Rico e Hispaniola). Los reportes de la mayoría de estos eventos son de regiones relativamente pequeñas; para ninguno se presentan testimonios de impacto a distancias transcaribes. Llama la atención que varios eventos grandes en la parte norte del arco antillano (1842, 1867) tuvieron reportes en sitios hasta el sur del arco (Grenada), pero no en las márgenes sur y occidente del Caribe.

Hasta hoy no hemos encontrado testimonios de impacto de tsunami en costas colombianas del Caribe. Esta falta de datos puede tener, en principio, las siguientes explicaciones:

- Ninguno de los tsunami ocurridos en el Caribe en épocas históricas llegó a tener efecto notable en poblaciones colombianas, bien sea por la ubicación de la fuente (costado N y E del arco antillano), por las características de propagación regional (batimetría, directividad) o por las condiciones locales (batimetría, forma de costa) de estas poblaciones.
- Las pequeñas olas de tsunami que hubieren llegado hasta poblaciones costeras colombianas fueron percibidas como una manifestación más de un fenómeno mucho más frecuente en esta región, el “mar de leva” (cuyas causas son meteorológicas e interanuales). A ésto se puede sumar que, a diferencia de las costas en el Pacífico, en el Caribe colombiano el fenómeno tsunami es prácticamente desconocido.

## METODOLOGÍA

El enfoque metodológico del proyecto de simulación numérica de tsunami se ha detallado en un trabajo paralelo (*Caicedo et al.*, este volumen) para el Océano Pacífico.

Mientras que para la evaluación de la amenaza por tsunami de fuente lejana en el Pacífico deben tenerse en cuenta un número relativamente grande de potenciales fuentes de peligro, en el caso del Caribe y para la costa de Colombia, un análisis de las condiciones sismotectónicas limita más las posibilidades. Por otro lado, la dificultad que impone en el Caribe el que los períodos de recurrencia de sismos grandes sean muy largos, y que en consecuencia un análisis estadístico de los catálogos históricos (teniendo en cuenta que tsunami son un fenómeno aún más escaso) difícilmente llevaría a resultados valederos, es compensada por la relativa facilidad para identificar las probables fuentes y calcular la propagación de estas olas.

## Escenarios de amenaza

Una fuente de tsunami cercana, si ésta existe, siempre es más peligrosa que cualquier fuente lejana, como demuestran las estadísticas históricas (*Lander & Lockridge*, 1986) para la cuenca del Pacífico. Por esto, se analiza aquí la ubicación y el potencial de la fuente más cercana posible. En cuanto a amenaza de teletsunami, se han realizado diversos enfoques y métodos:

- Evaluación de las trayectorias con enfoque de energía por refracción batimétrica, mediante trazado de rayos (*Satake*, 1988; *Okal*, 1988).
- Evaluación estadística/probabilística de datos (mareográficos, testimonios históricos) de alturas de ola terminales (*Hatori*, 1993).
- Identificación de las fuentes más probables de tsunami grandes, con base en información sismotectónica e histórica, y simulación de las respectivas propagaciones al área de interés. Este es el enfoque que se sigue en este proyecto.

## Modelo de deformación de fondo

La condición inicial para un tsunami de origen sísmico, la deformación del fondo marino, se calculó con el método de *Mansinha & Smylie* (1971), especificando el respectivo modelo de ruptura sísmica a partir de la información sismológica disponible. Este modelo no tiene en cuenta la dinámica de ruptura y por lo tanto no puede reproducir el efecto de directividad dinámica (*Okal*, 1988), uno de los factores de la asimetría azimutal de la altura de olas generadas por un tsunami.

## Validación

Una limitación de los modelos aquí presentados es la falta de datos - mareogramas o testimonios - para su validación. No se conocen registros mareográficos de tsunami en estaciones colombianas. Tampoco se ha encontrado información sobre datos mareográficos para las trayectorias transcaribes, es decir, desde el Arco Antillano a la región Costa Rica, Panamá, Colombia, Venezuela.

## DATOS

### Fuentes sísmicas

Para evaluar el potencial de terremotos tsunamigénicos en la región y para la elaboración de los modelos de deformación de las fuentes modeladas se tomó de información de diversas fuentes. Ambos eventos simulados son anteriores (1843, 1882) a la era de registro instrumental, sus parámetros focales por lo tanto inferidos a partir de los efectos observados.

### Batimetría

Para los dos modelos de propagación presentados en este trabajo se utilizó la base batimétrica digital ETOPO-5 (*NOAA*, 1988) de 5' x 5', decimada a una resolución de 10 minutos de arco para la simulación del tsunami lejano y usando la resolución original de 5 minutos para el caso del tsunami cercano. Aún no se han calculado propagaciones terminales para ningún sitio de la costa colombiana, por no tener disponible la batimetría de alta resolución necesaria.

## PROPAGACIÓN DE TSUNAMI DE FUENTE CERCANA

### Fuente

Las fuentes sísmicas en áreas marinas más cercanas a la costa de Colombia y generadoras de rupturas de tipo inverso son:

- el Cinturón Deformado del Caribe Sur (CDCS), cuya traza (Falla Marginal de Caribe Sur) corre paralela a la costa de Colombia .
- el Cinturón Deformado del Norte de Panamá (CDNP), desde el área del Golfo de Urabá hasta el límite con Costa Rica.

Ambas convergen en la “unión triple” entre las placas Suramérica, Caribe y Nazca, en la región del Golfo de Urabá. La placa Caribe converge con la de Suramérica a una velocidad de 1.7 cm/año (*Toto & Kellogg, 1992*).

La parte colombiana de este cinturón de compresión (CDCS), a pesar de presentar diversas evidencias de subducción actual (*Toto & Kellogg, 1992*), no manifiesta niveles significativos de sismicidad. *Toto & Kellogg* atribuyen esto a la ingestión de grandes cantidades de sedimentos muy porosos y saturados de agua, además de la baja velocidad de convergencia; se trata de una zona de subducción naciente, con una zona sismogénica que aún no ha desarrollado suficiente ancho y profundidad, por tanto de muy baja sismicidad. Con esto concuerda que la sismicidad histórica de la región (*Ramírez, 1974*) no incluye eventos atribuibles a esta estructura. Todo el conocimiento sobre este sistema indica que es muy poco probable que pueda ser fuente de un sismo tsunamigénico. Valga anotar que en zonas de subducción bien desarrolladas la ingestión de sedimentos desde la fosa es un factor que aumenta su potencial de grandes magnitudes (*Ruff, 1989*) y de generación de “terremotos de tsunami” (*Kanamori, 1972*).

La parte panameña del cinturón de compresión en cambio muestra un comportamiento diferente. Esta estructura sí presenta actividad sísmica importante (*Adamek et al., 1988*), hasta una profundidad de unos 70 km. El sismo grande más reciente fue el “terremoto del Valle de la Estrella”, de magnitud  $M_s = 7.6$  (*Fan et al., 1993*), en la terminación norte del cinturón (límites Panamá - Costa Rica). Este sismo, cuya ruptura en su mayor parte fue continental, generó un tsunami local, con olas de varias decenas de centímetros (*Lander & Lockridge, 1989*). En la parte central de este cinturón ocurrió un sismo en 1882, cuya magnitud se estimó entre  $M_s = 7.9$  (*Camacho & Viquez, 1992*) y 8.3. Este evento generó un tsunami significativo, con alturas de ola posiblemente superiores a 6 m en las islas San Blas, estragos en éstas y en la costa adyacente, así como un registro de 0.62 m en el mareógrafo de Colón (*Mendoza & Nishenko, 1989*). Este evento, que probablemente fue antecedido por uno similar en época histórica (1621), no aparece en el catálogo de tsunami de NOAA/NGDC (Fig 1) ni en el estudio del potencial sísmico regional de *Panagiotopoulos* (1996). El período de recurrencia de un evento como el de 1882 posiblemente es del orden de varios a muchos siglos.

El sismo de 1882:09:07 en Panamá ocurrió a las 3:18 de la mañana. Con un tiempo de propagación de menos de una hora (Fig. 4.) a poblaciones de la costa colombiana, las olas del tsunami - de pocos centímetros de altura - tuvieron que llegar a una hora en la que era muy poco probable que fueran percibidas.

Este evento se seleccionó como escenario de amenaza de fuente cercana. Queda como duda el potencial de un evento de magnitud mayor en el mismo sitio, o con zona de ruptura más hacia el extremo oriental del cinturón, en cual caso la orientación de la fuente y el efecto de directividad probablemente causarían alturas de ola mayores en costas colombianas.

Para la simulación se escogió un valor intermedio - 8.0 - de las diversas magnitudes asignadas.

### Modelo de generación

Para calcular el momento sísmico equivalente a la magnitud de onda superficial se utilizó la fórmula de *Purcaru & Berckhemer* (1978), aplicable a sismos muy grandes:

$$\log M_0 = 1.5M_s + 16.1$$

Para una magnitud  $M_s = 8.0$  el momento equivalente es entonces:

$$M_0 = 12.6 \times 10^{27} \text{ din-cm}$$

Como epicentro se tomó el determinado por *Mendoza & Nishenko* (1989):

LAT: 10°N

LON: 78°W

Conforme con la relación que asocia el momento sísmico con la rigidez, el área de ruptura y la dislocación:

$$M_0 = \mu L W d$$

y teniendo en cuenta la forma de las isosistas (*Mendoza & Nishenko*, 1989), se asignaron al plano de ruptura las dimensiones

$$L = 140 \text{ km} \quad W = 50 \text{ km}$$

con rumbo N110°E y buzamiento de 10° hacia el SSW. Con la relación empírica de *Ohnaka* (1978) se calculó la dislocación, a partir de la magnitud del evento:

$$d = 4.5 \text{ m}$$

A la rigidez se le asignó un valor intermedio,  $4 \times 10^{11} \text{ din/cm}^2$ .

### Modelo de propagación

La simulación se realizó, en esta primera etapa, para una malla con resolución de 5 minutos de arco, buscando un balance entre resolución y tiempo de cálculo.

Por la orientación de la fuente (Fig. 2), las alturas de ola máximas no están dirigidas hacia la costa de Colombia. La primera ola llega al área de Cartagena 40 minutos después del sismo causante (Fig. 3), primero como una depresión del nivel del mar y luego en un tiempo de aproximadamente 60 minutos con una altura de 20 cm. Esta altura puede aumentar localmente, si se incluye en la simulación una batimetría de mayor resolución para la trayectoria terminal.

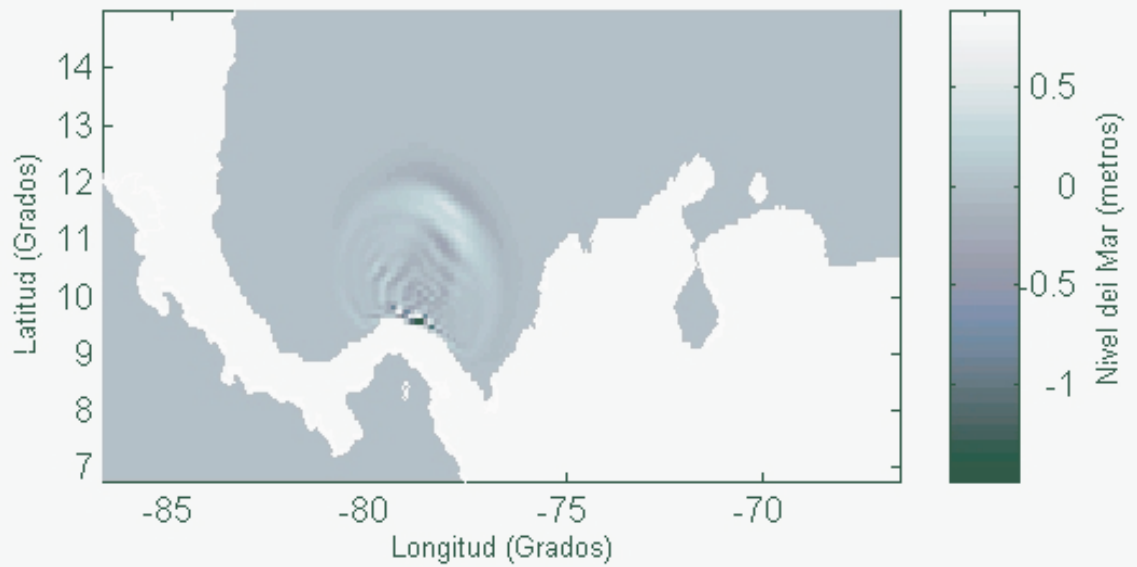


Figura 2. Campo de olas calculado para el tsunami de fuente cercana (Panamá, 1882), para  $T = 18$  minutos

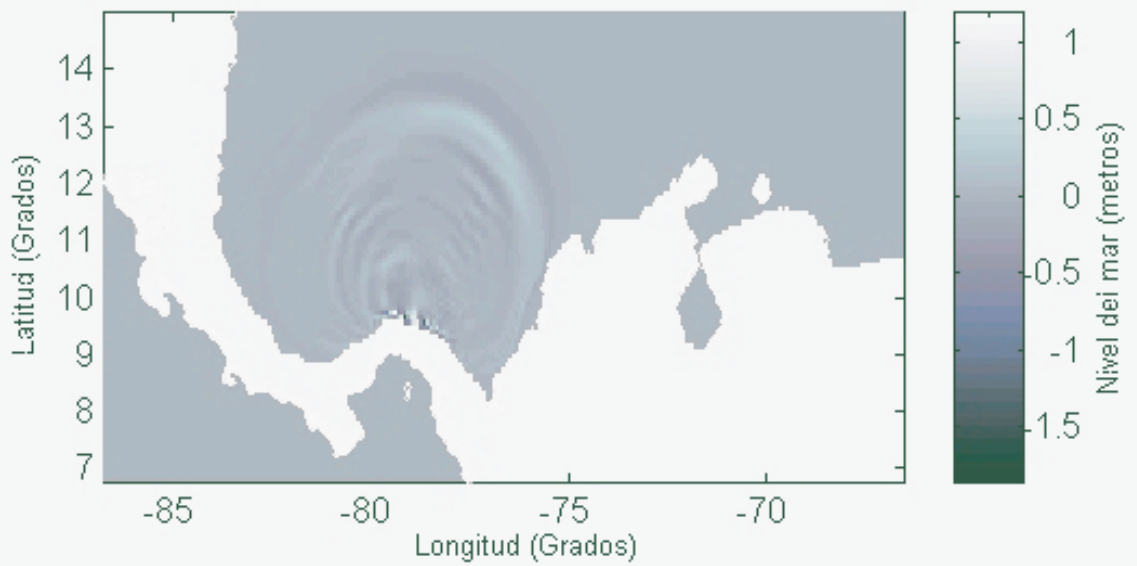


Figura 3. Campo de olas calculado para el tsunami de fuente cercana (Panamá, 1882), para  $T = 34$  minutos



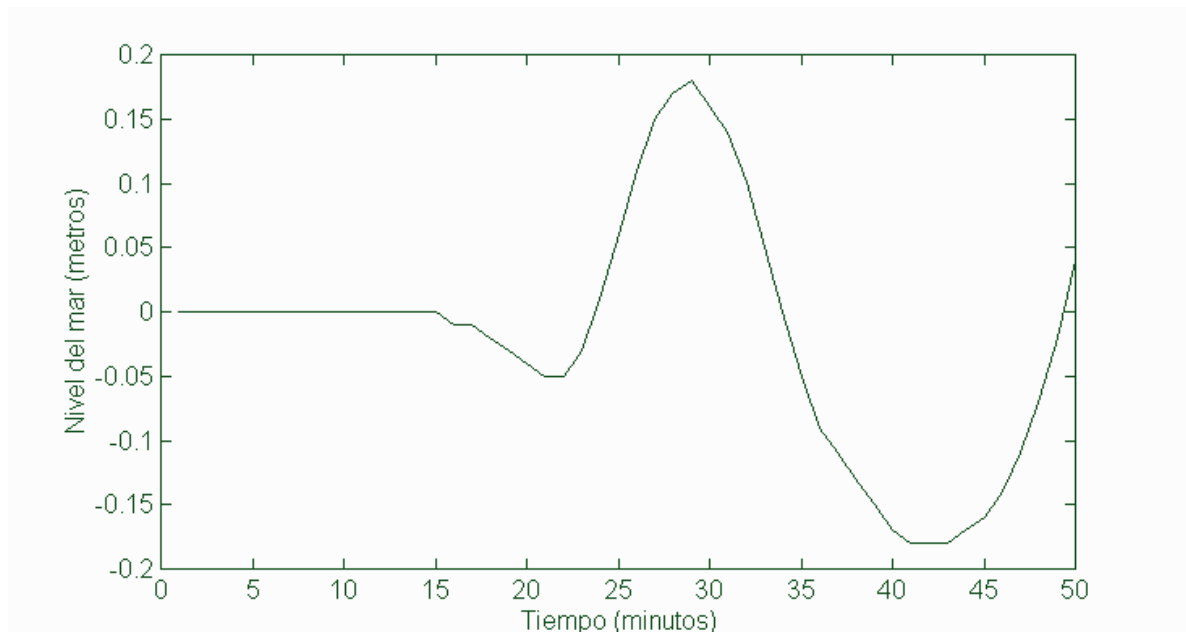


Figura 4. Mareograma sintético para Cartagena (simulación del tsunami de 1882 en Panamá).

## PROPAGACIÓN DE TSUNAMI DE FUENTE LEJANA

### Selección de fuente

Gran parte de las márgenes tectónicamente activas del Caribe quedan descartados como escenarios probables para Colombia porque son fallas de tipo transcurrente (rumbo). Los sismos más grandes del Circun-Caribe (*Panagiotopoulos*, 1996) se localizan en el segmento comprendido entre Santa Lucía (14°N) e Hispaniola. El sismo más grande con magnitud instrumental en esta región,  $M_s = 8.1$ , ocurrió al NE de la República Dominicana (1946:08:04). Con base en su modelo predictivo para sismos en zonas de subducción, cuyos parámetros son la edad de la placa subducida y la velocidad de convergencia, *Kanamori* (1986) calcula para el Arco Antillano una magnitud máxima de  $M_w = 7.5$ , mientras que *Aspinall et al.* (1994) infieren como magnitud máxima para el segmento norte de las Antillas Menores  $M_s = 8.5$ , a partir de una revaluación histórica del sismo de 1843:02:08, ubicado en cercanías de la isla Antigua (17°N). La ausencia de testimonios de tsunami para este sismo permite deducir que fue relativamente profundo, más aún, *Aspinall et al.* (1994) estiman que pudo haber sido un evento de tipo normal (tensional) en la zona de Wadati-Benioff. En esta región también están localizadas las fuentes de aquellos tsunami históricos que han generado alturas de ola significativas a distancias mayores (*Lander & Lockridge*, 1989). Sin embargo, aquellos tsunami generados en la zona de subducción al N de las Antillas Mayores (Puerto Rico - Hispaniola) muy probablemente no causan alturas de ola peligrosas a través del Caribe; su energía es radiada y reflejada principalmente hacia el Atlántico.

Todo esto nos permite asumir un sismo superficial de  $M = 8.5$  en la zona de subducción del segmento N del arco de las Antillas Menores (Santa Lucía - Islas Vírgenes) como escenario máximo para el caso de amenaza de fuente lejana para costas colombianas.

### Modelo de generación

El modelo de ruptura sísmica para el cálculo de la condición inicial del tsunami (deformación del fondo) se determinó para  $M_s = 8.5$ , en las coordenadas epicentrales inferidas por Feuillard (en *Grases*, 1994b):

LAT: 16.7°N

LON: 61.1°W

con profundidad focal normal (33 km). El epicentro se asignó al centro del borde superior del plano de ruptura. El momento sísmico se calculó a partir de  $M_s$  con la relación de *Purcaru & Berckhemer* (1978):

$$M_0 = 7.1 \times 10^{28} \text{ din-cm}$$

Para el plano de ruptura se calculó un área de 250 x 85 km, con rumbo N150°E y buzamiento de 45° hacia el WSW. La dislocación se estimó en 8.6 m, con base en la relación de *Ohnaka* (1978).

### Modelo de propagación

La simulación de este evento se realizó con una batimetría de resolución de 10 minutos de arco, a partir de la base digital ETOPO-5 (*NOAA*, 1988).

La complejidad del campo de olas hacia el W (Fig. 5) se debe a la interferencia con el arco de islas. Es evidente que, por el obstáculo batimétrico que este arco constituye, la mayor parte de la energía es emitida hacia el Atlántico. La Dorsal de Aves, que se extiende desde la región de las Islas Vírgenes hasta Isla Margarita (Venezuela), también contribuye a reflejar una parte de la energía de oleaje radiada hacia el W.

Son notables las alturas de ola generadas en las costas atlánticas de Venezuela y Brasil y en el lado exterior del arco de las Antillas Menores. En relación con esto es interesante que varios de los mayores tsunamis reportados del segmento N del Arco Antillano tuvieron olas de altura notoria a lo largo del arco de islas, hasta Grenada (*Grases*, 1994b; *Lander & Lockridge*, 1989), pero no en las costas de Venezuela o Colombia.

La primera ola desde esta fuente lejana llega a Cartagena aproximadamente a las 2 horas 30 minutos después del sismo causante, con una altura máxima de 40 cm (Fig 6).

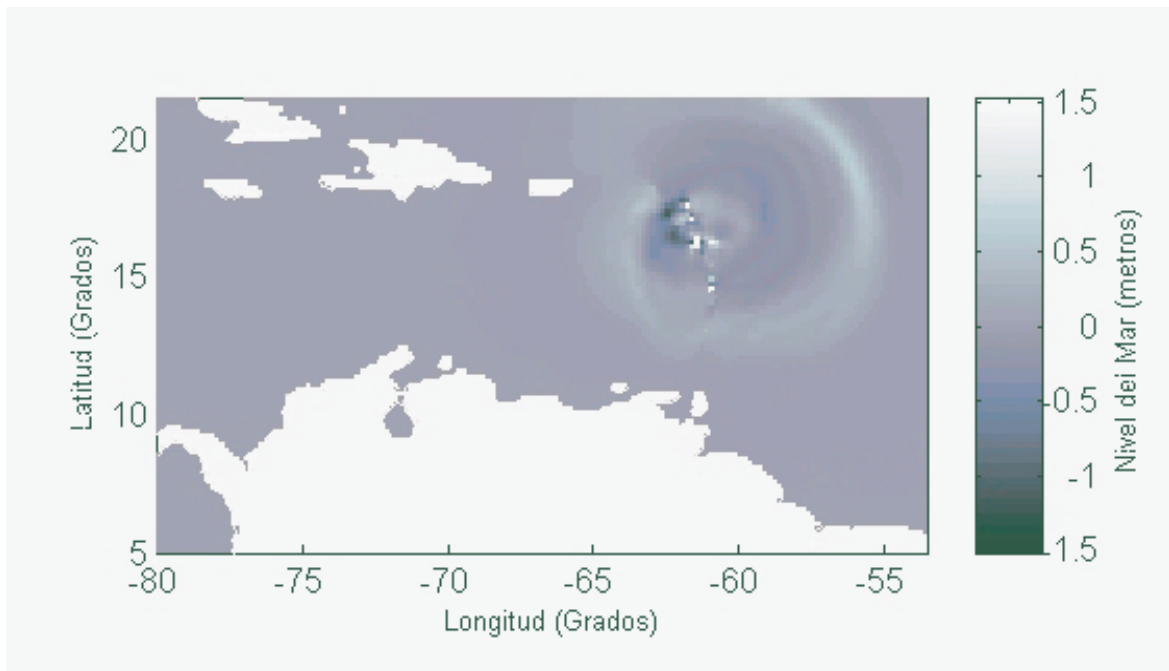


Figura 5. Campo de olas calculado para el tsunami de fuente lejana (N de Antillas Menores), para  $T = 45$  minutos.

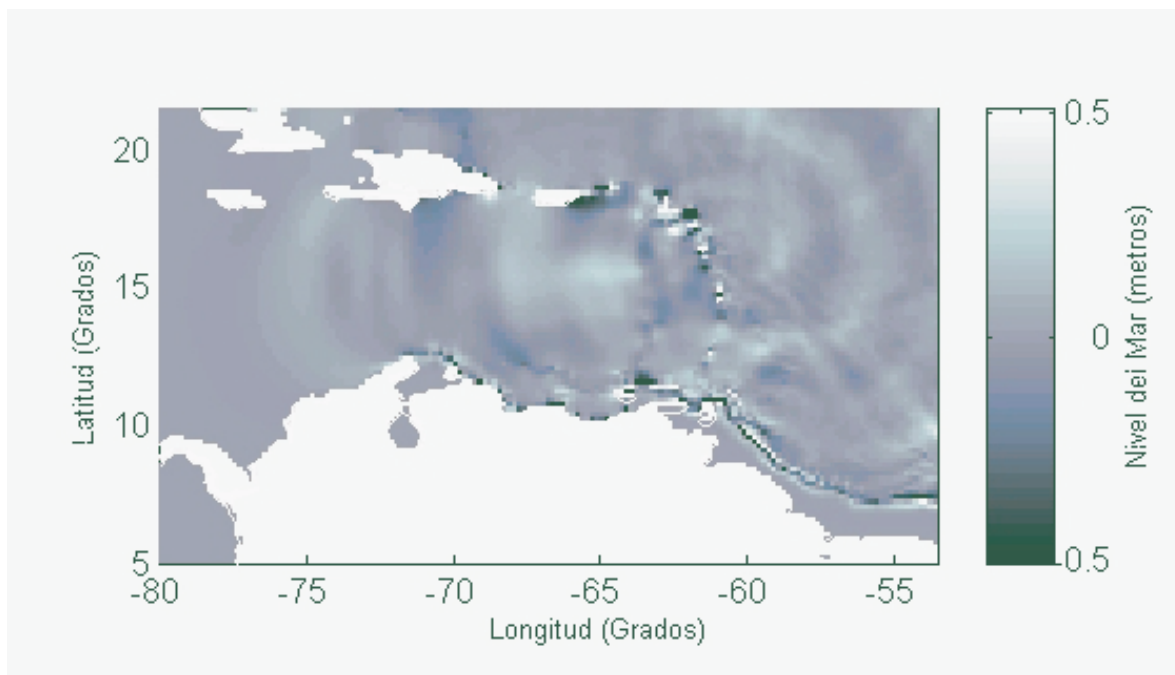


Figura 6. Campo de olas calculado para el tsunami de fuente lejana (N de Antillas Menores), para  $T = 2$  horas 30 minutos.

## CONCLUSIONES

La primera aproximación al problema, presentada en este trabajo, permite hacer las siguientes conclusiones principales.

Para la costa de Colombia en el Caribe, la fuente de tsunami cercana más probable es el Cinturón Deformado del Norte de Panamá, mientras que las fuentes más importantes para tsunami con potencial trans-Caribe se localizan en la parte norte del arco de las Antillas Menores (Santa Lucía hasta Hispaniola).

Las alturas de ola probables para la costa de Colombia por causa de tsunami en el Caribe no son significativamente superiores a aquellas que recurrentemente se presentan por interacción Atmósfera-Océano ("mar de leva"). La primera aproximación al problema presentada aquí no condujo a evidencias de amenaza de tsunami significativa para la costa de Colombia.

Para aumentar la resolución y precisión de los resultados, en siguientes etapas se hará la simulación de trayectorias terminales a las áreas más críticas de la Costa y para aquellas trayectorias para las cuales hay datos mareográficos; ambos casos tienen que ser modelados con cartografía batimétrica de alta resolución (cartas de navegación).

## AGRADECIMIENTOS

Para la realización de este proyecto el OSSO ha contado con el apoyo del Cuerpo Suizo de Socorro y del proyecto TIME - Tsunami Inundation Modeling Exchange (Univ. de Tohoku, Japón y Comisión Oceanográfica Intergubernamental - COI/UNESCO).

## BIBLIOGRAFÍA

- Adamek, S., C. Frohlich, W.D. Pennington (1988). Seismicity of the Caribbean-Nazca boundary: constraints on microplate tectonics of the Panama region. *J. Geophys. Res.*, Vol. 93, pp. 2053-2075.
- Aspinall, W.P., J.B. Shepherd, G. Woo, A. Wightman, K.C. Rowley, L.L. Lynch, W.B. Ambeh (1994). Seismic ground motion hazard assessment at a site near a segmented subduction zone: the Roseau Dam, Saint Lucia, West Indies. *Earthquake Spectra*, Vol. 10, No. 2, pp. 259-292.
- Camacho, E., V. Viquez (1992). Historical seismicity of the North Panama Deformed Belt. Manuscrito, Instituto de Geociencias, Universidad de Panamá, 45 pp. y 5 fig.
- Chubarov, L.B., V.K.Gusiakov (1985). Tsunamis and earthquake mechanisms in the island arc regions: summary. Proceedings, IUGG Intern. Tsunami Symp. 1985, pp. 283-291, Sidney, B.C.
- Fan, G.-W., S.L. Beck, T.C. Wallace (1993). The seismic source parameters of the 1991 Costa Rica aftershock sequence: evidence for a transcurrent plate boundary. *J. Geophys. Res.*, Vol. 98, No. B9, pp. 15759-15778.
- Goto, C., Y. Ogawa (1982). Numerical method of tsunami simulation with the leap-frog scheme. Manuscript, Dept. of Civil Eng., Fac. of Eng., Tohoku Univ., translated by N. Shuto.
- Grases G., J. (1994a). Venezuela, Amenazas Naturales - terremotos, maremotos, huracanes. Academia de Ciencias Físicas, Matemáticas y Naturales de Venezuela y Cámara de Aseguradores de Venezuela, 162 pp., Caracas.
- Grases G., J. (1994b). Terremotos destructores del Caribe 1502-1990. Publ. RELACIS - Red Latinoamericana y del Caribe de Centros de Ingeniería Sísmica y UNESCO (Oficina Regional de Ciencia y Tecnología, 132 pp., Montevideo.
- Hatori, T. (1993). Distribution of tsunami energy on the Circum-Pacific zone. Proceedings, IUGG/IOC International Tsunami Symposium, Wakayama, Japan Society of Civil Engineers, pp. 165-173.
- IOCARIBE (1995). Draft Summary Report, UNESCO/IOC/IOCARIBE Tsunami Warning System Workshop, St. John, Islas Vírgenes.
- Kanamori, H. (1972). Mechanism of tsunami earthquakes. *Phys. Earth Planet. Inter.*, Vol. 6, pp.346-359.
- Kanamori, H. (1986). Rupture process of subduction zone earthquakes. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, Vol. 14, pp. 293-322.
- Lander, J.F., P.A. Lockridge (1986). Use of a tsunami database for research and operations. Abstract, *EOS*, Vol. 67, p. 1003.
- Lander, J.F., P. A. Lockridge (1989). United States Tsunamis (including United States Possessions) 1690-1988. US Department of Commerce, Nat. Geophys. Data Center, Publication 41-2.
- Mansinha, L., D.E. Smylie (1971). The displacement fields of inclined faults. *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 61, pp. 1433-1440.
- Mendoza, C., S. Nishenko (1989). The North Panama Earthquake of September 1882: Evidence for Active Underthrusting. *Bull. Seism. Soc. Am.* Vol. 79, No. 4, pp. 1264-1269.
- Nagano, O., F. Imamura, N. Shuto (1991). A numerical model for far-field tsunamis and its application to predict damages done to aquaculture. *Natural Hazards*, Vol. 4, pp. 235-255.
- Novelo-Casanova, D. (1995). Seismicity, seismotectonics and seismic hazard assessment in Mexico, Central America and the Caribbean. Lecture Notes, Regional Int. Training Course on Seismology and Seismic Hazard Assessment, pp. 35-46, Managua.
- Ohnaka, M. (1978). Earthquake-source parameters related to magnitude. *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, Vol. 55, pp. 45-66.
- Panagiotopoulos, D.G. (1996). Long-term earthquake prediction in Central America and Caribbean Sea based on time- and magnitude-predictable model. *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 85, No. 4, p. 963.
- Purcaru, G., H. Berckhemer (1978). A magnitude scale for very large earthquakes. *Tectonophysics*, Vol. 49, pp. 189-198.
- Ramírez, J.E. (1974). Los terremotos en Colombia. Instituto Geográfico "Agustín Codazzi".

- Ruff, L.J. (1989). Do trench sediments affect great earthquake occurrence in subduction zones? *PAGEOPH*, Vol. 129, Nos. 1/2 y "Subduction Zones Part II", edit. L.J. Ruff & H. Kanamori, pp. 263-282, Birkhäuser.
- Satake, K. (1988). Effects of bathymetry on tsunami propagation: application of ray tracing to tsunamis. *PAGEOPH*, Vol. 126, pp. 27-36.
- Shuto, N. (1991). Numerical simulation of tsunamis - Its present and near future. *Natural Hazards*, Vol. 4, pp. 171-191.
- Sigurdsson, H. (1996). Volcanic tsunami. Appendix iii, Annex III in Draft Summary Report, UNESCO/IOC/IOCARIBE Tsunami Warning System Workshop, St. John, Islas Vírgenes.
- Smith, M.S., J.B. Shepherd (1993). Preliminary investigations of the tsunami hazard of Kick 'em Jenny submarine volcano. *Natural Hazards*, Vol. 7, pp. 257-277.
- Toto, E., J.N. Kellogg (1992). Structure of the Sinú-San Jacinto fold belt - An active accretionary prism in northern Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 5, No.2, pp. 211-222.