

# MODELACIÓN NUMÉRICA DE EVENTOS TSUNAMIGÉNICOS EN LA CUENCA PACÍFICA COLOMBIANA - BAHÍA DE BUENAVENTURA

Por

Juan C. Restrepo <sup>a\*</sup> & Luis J. Otero

## Resumen

**Restrepo, J. C. & Luis J. Otero:** Modelación numérica de eventos tsunamigénicos en la Cuenca Pacífica Colombiana - Bahía de Buenaventura. Rev. Acad. Colomb. Cienc. **31**(120): 363-377, 2007. ISSN 0370-3908.

Se evaluó la amenaza por tsunami en el municipio de Buenaventura considerando diferentes escenarios de marea, magnitud y epicentro del sismo precursor. Los resultados indican que la variación de la magnitud del sismo precursor ( $M_w$ ) genera cambios significativos en las áreas afectadas por inundación, y en la altura y tiempo de llegada del tren de olas. Un sismo de  $M_w = 8.6$  produce un tsunami con alturas de ola superiores a 3.0 m., independientemente de la localización del sismo precursor. El tiempo de llegada del tsunami varía entre 56 y 92 minutos. Sin embargo, también se encontró que la configuración de la línea de costa y la morfometría de la bahía de Buenaventura reducen en un ~40% la altura del oleaje generado por un tsunami.

**Palabras clave:** Tsunami, modelación numérica, cuenca pacífica colombiana, bahía de Buenaventura.

## Abstract

We evaluated the tsunami hazard in the municipality of Buenaventura under different tide, earthquake magnitude and epicenter location scenarios. Results indicate that earthquake magnitude ( $M_w$ ) has a strong influence on potential flood areas as well as on wave height and waves arrival time. An earthquake with an  $M_w$  of 8.6 generates a tsunami with wave height higher than 3.0 m., regardless of the epicenter. The tsunami arrival time changes between 56 and 92 minutes. In the other hand, coast line configuration and bay morphometry at Buenaventura bay are two parameters that reduce in ~40% the tsunami wave height.

**Keywords:** Tsunami, Numerical modelling, Colombian Pacific basin, Buenaventura bay.

\* Capitanía de Puerto de Tumaco (CCCP), vía al Morro. Tumaco, Nariño. Tel.: +57 (2) 7272637 Ext.: 104. Fax: +57 (2) 7272637 Ext.:122. Correo electrónico: jrestr48@eafit.edu.co, jrestrepo@dimar.mil.co

Grupo de Modelado Integral de Zonas Costeras, Centro Control de Contaminación del Pacífico (CCCP) - Dirección General Marítima, Tumaco. <sup>a</sup>jrestr48@eafit.edu.co

## 1. Introducción

En la cuenca del océano Pacífico ocurrieron cerca de 700 tsunamis durante el último siglo. Japón y Suramérica pueden considerarse como las regiones con mayor actividad tsunamigénica con un total de 123 y 102 tsunamis registrados en el periodo 1901-2000, respectivamente (**Guziakov**, 2001). Con base en los registros del Historical Tsunami Database (HTDB), **Guziakov** (2005) calculó un coeficiente de eficiencia para tsunamis de 84% para Suramérica, este coeficiente es calculado como la relación entre el número total de tsunamis y el número total de sismos costeros y submarinos de magnitud  $M_s \geq 7.0$  y profundidad  $h < 100$  km ocurridos en una región específica durante los últimos 100 años. Lo anterior indica que las costas occidentales de Suramérica constituyen una de las regiones más vulnerables de todo el océano Pacífico a la ocurrencia de tsunamis generados por eventos sísmicos.

El Bloque Norte de los Andes es una región de intensa actividad tectónica, en particular la franja sísmica ubicada frente al litoral pacífico sur de Colombia y norte de Ecuador (**Gutscher et al.**, 1999). Durante el siglo pasado se presentaron cuatro grandes terremotos con  $M_w > 7.7$  en esta zona. El de mayor magnitud, ocurrido el 31 de enero de 1906 ( $M_w > 8.7$ ), tuvo una longitud de ruptura estimada de 500 km, que fue parcialmente reactivada en secuencia de sur a norte durante los eventos del 14 de mayo de 1942 ( $M_s > 7.9$ ), 19 de enero de 1958 ( $M_s > 7.8$ ) y el 12 de diciembre de 1979 ( $M_s > 7.7$ ) (**Mendoza y Dewey**, 1984; **Beck y Ruff**, 1984). Estos terremotos originaron tsunamis que devastaron la región costera del litoral pacífico colombo-ecuadoriano, causando graves daños y pérdidas de vidas humanas. El evento de 1979, que afectó a gran parte de los habitantes de la bahía de Tumaco (Nariño), fue significativamente desastroso.

Los daños materiales y humanos originados como consecuencia del sismo-tsunami de 1979 a lo largo de la costa sur de Colombia, desde Tumaco hasta Guapi, fueron considerables. Sólo en el departamento de Nariño se registraron cerca de 452 muertos y 1011 heridos, alrededor de 3080 viviendas fueron destruidas por completo y más de 2100 averiadas. Parte de la línea de costa de Colombia fue barrida por este tsunami. Por ejemplo, la población costera de San Juan, ubicada a 60 km al norte de Tumaco, fue destruida en su totalidad. El tsunami arrasó esta isla barrera destruyendo todas las construcciones y dejando un saldo de por lo menos 220 personas fallecidas, en su mayoría niños. En el sector nor-occidental de Tumaco se registraron inundaciones de carácter local, mientras que la Isla barrera del Guano desapareció por completo (**Ramírez y Goberna**, 1980).

Además de los efectos directos sobre las costas, también se presentaron repercusiones a escala tectónica. Por comparación entre el nivel de marea anterior y posterior al evento tsunamigénico de 1979, por los relatos de los habitantes y por las señales recogidas en campo (i.e. árboles antes verdes, medio secos y sumergidos) se comprobó la ocurrencia de subsidencia o hundimiento a lo largo de por lo menos 200 km de la costa del sur del Pacífico colombiano y norte del Ecuador (**Ramírez y Goberna**, 1980).

La evaluación del nivel de amenaza al que se encuentran expuestos los sistemas costeros como resultado de la ocurrencia de tsunamis, constituye un paso fundamental en la elaboración de programas de prevención, mitigación y reacción frente a desastres naturales. A nivel mundial, la evaluación de amenaza por tsunami se ha desarrollado por medio de la aplicación de métodos estadísticos (e.g. **Tinti**, 1991; **Tinti et al.**, 1995), o determinísticos (e.g. **Tinti y Gavagni**, 1995; **McSaveney et al.**, 2000; **Cevdet et al.**, 2002; **Hebert et al.**, 2005).

El método estadístico restringe el análisis a los tsunamis generados por fuentes sísmicas, el mecanismo de generación más frecuente. Usando relaciones teóricas entre un tsunami y los parámetros focales de una falla sísmica, la probabilidad de ocurrencia de un sismo de una magnitud dada puede ser convertida en probabilidad de ocurrencia de un tsunami. Por su parte, el método determinístico se apoya en la construcción y modelación numérica de escenarios, que se asumen como representativos o probables basándose en consideraciones técnicas (i.e. registros históricos, pruebas sísmicas y geofísicas) (**Tinti y Armigliato**, 2003).

En Colombia se ha evaluado la amenaza por tsunamis en los litorales Pacífico y Caribe utilizando métodos determinísticos (e.g. **Caicedo et al.**, 1996, 1997; **Meyer y Caicedo**, 1998; **Quiceno**, 2000; **Quiceno y Ortiz**, 2001; **Caballero y Ortiz**, 2002). Durante los últimos años, se ha evaluado el impacto del arribo de ondas de tsunami en varias poblaciones del Pacífico colombiano, concentrándose en los municipios de Tumaco (**Quiceno y Ortiz**, 2001; **Cardona**, 2004), Francisco Pizarro-Salahonda y parcialmente en Buenaventura (**Caballero y Ortiz**, 2002). Este estudio busca desarrollar un banco de modelaciones numéricas de eventos tsunamigénicos en el Pacífico colombiano, considerando diferentes escenarios de generación y magnitud sísmica, epicentros y condiciones de marea. El propósito de este banco de modelaciones consiste en definir, en forma preliminar, los eventos tsunamigénicos más desastrosos para la zona costera adyacente a la bahía de Buenaventura, principalmente para el área urbana de

este municipio (i.e. principal puerto en el Pacífico colombiano). Los resultados de este proyecto permitirán (i) resaltar la importancia del enfoque basado en escenarios para la evaluación del impacto por tsunamis; (ii) contribuir en la evaluación de la amenaza y riesgo generados por este fenómeno; y (iii) delimitar las acciones, recursos y políticas que deben ser implementadas en el mediano y largo plazo para el desarrollo de programas de mitigación de desastres y desarrollo costero sostenible.

## 2. Modelación numérica de eventos tsunamigénicos

### 2.1. Modelo numérico de generación de ondas de tsunami

Para alimentar el modelo numérico de generación es necesario conocer: (1) rumbo, (2) dirección de buzamiento, (3) ángulo de buzamiento, (4) dislocación, (5) área de ruptura, e (6) hipocentro de la falla sísmica. Con el escenario sísmico claramente definido, es posible calcular el campo de deformación del lecho marino mediante la aplicación de modelos numéricos de deformación sísmica (e.g. **Manshina y Smylie**, 1971). En este modelo el desplazamiento vertical del fondo del mar se asume como el perfil inicial del tsunami sin considerar los efectos hidráulicos ya que la longitud de la onda de tsunami es mucho mayor que la profundidad del agua.

De acuerdo con el modelo de **Manshina y Smylie** (1971), para una falla rectangular de tipo desgarre (strike-slip) con una magnitud de dislocación  $U_1$  en dirección  $\hat{i}_1$  se tiene una deformación,

$$u_i = \kappa U_1 \int_{\Sigma} \left[ \left( \frac{\partial u_i^1}{\partial \xi_2} - \frac{\partial u_i^2}{\partial \xi_1} \right) \text{sen}(\delta) - \left( \frac{\partial u_i^1}{\partial \xi_3} + \frac{\partial u_i^3}{\partial \xi_1} \right) \text{cos}(\delta) \right] dS \quad (1)$$

Para una falla de echado-dislocación (dip-slip) con una magnitud de dislocación  $U$ , la dislocación es,

$$u_i = \kappa U \int_{\Sigma} \left[ \left( \frac{\partial u_i^2}{\partial \xi_2} - \frac{\partial u_i^3}{\partial \xi_3} \right) \text{sen}(2\delta) - \left( \frac{\partial u_i^1}{\partial \xi_3} + \frac{\partial u_i^3}{\partial \xi_2} \right) \text{cos}(2\delta) \right] dS \quad (2)$$

donde  $u_i$  es el desplazamiento del fondo del mar en el punto  $i$ , evaluado por la integración de todos los puntos fuente que contribuyen al movimiento vertical del plano de falla,  $\Sigma$  es la superficie de falla,  $\kappa$  es la constante elástica de Lamé ( $5 \times 10^{11}$  dinas  $\text{cm}^{-2}$ ) y  $u_i^2$  es el  $i$ -ésimo componente de desplazamiento en  $(X_1, X_2, X_3)$  debido a una fuerza de magnitud unitaria ( $\zeta_1, \zeta_2, \zeta_3$ ) actuando en una dirección específica. El campo de deformación obtenido sirve como elemento de entrada para el modelo que calcula la propagación de ondas de tsunami.

### 2.2. Modelo numérico de propagación de ondas de tsunami

Se emplean modelos numéricos de propagación de ondas largas en aguas someras (e.g. **Titov y Synolakis**, 1996; **Goto y Ogawa**, 1997). En estos casos, la aceleración vertical de las partículas es despreciable comparada con la aceleración gravitacional, por lo tanto el movimiento vertical de las partículas no tiene efecto sobre la distribución de presiones y la velocidad horizontal de las partículas de agua es uniforme en la vertical (**Goto et al.**, 1997). Partiendo de estas aproximaciones, el movimiento de las ondas largas está controlado por las ecuaciones de conservación de momentum y masa,

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + g \frac{\partial n}{\partial x} + \frac{\tau_x}{\rho} = 0 \quad (3)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + g \frac{\partial n}{\partial y} + \frac{\tau_y}{\rho} = 0 \quad (4)$$

$$\frac{\partial n}{\partial t} + \frac{\partial [u(h+n)]}{\partial x} + \frac{\partial [v(h+n)]}{\partial y} = 0 \quad (5)$$

donde  $x$  y  $y$  son las coordenadas en dirección oeste-este y en dirección sur-norte, respectivamente;  $t$  es el tiempo;  $h$  la profundidad del nivel de referencia de la columna de agua;  $\eta$  el desplazamiento vertical del agua sobre el nivel de referencia;  $g$  la aceleración gravitacional;  $\frac{\tau_x}{\rho}$ ,  $\frac{\tau_y}{\rho}$  es la fricción del fondo en las direcciones  $x$  y  $y$ ,  $\frac{\tau_x}{\rho}$ ,  $\frac{\tau_y}{\rho}$  respectivamente. La fricción del fondo se expresa según las siguientes ecuaciones como,

$$\frac{\tau_x}{\rho} = \frac{1}{2g} \cdot \frac{f}{D} \cdot u \sqrt{u^2 + v^2} \quad (6)$$

$$\frac{\tau_y}{\rho} = \frac{1}{2g} \cdot \frac{f}{D} \cdot v \sqrt{u^2 + v^2} \quad (7)$$

donde  $D$  es la profundidad total del agua ( $h + \eta$ ) y  $f$  es el coeficiente de fricción, el cual se obtiene de la ecuación de Manning para la rugosidad ( $n$ ),

$$n = \sqrt{\frac{f \cdot D^{1/3}}{2 \cdot g}} \quad (8)$$

Reemplazando (8) en (6) y (7), las ecuaciones para la fricción producida en el fondo se expresan así,

$$\frac{\tau_x}{\rho} = \frac{g \cdot n^2}{D^{4/3}} \cdot u \sqrt{u^2 + v^2} \quad (9)$$

$$\frac{\tau_x}{\rho} = \frac{g \cdot n^2}{D^{4/3}} \cdot v \sqrt{u^2 + v^2} \quad (10)$$

Los caudales en las direcciones  $x$  y  $y$ ,  $M$  y  $N$ , están definidos por las siguientes ecuaciones,

$$M = u \cdot (h + \eta) = u \cdot D \quad (11)$$

$$N = v \cdot (h + \eta) = v \cdot D \quad (12)$$

Reemplazando las ecuaciones (9) hasta (12) en (3) hasta (5) se obtienen las ecuaciones fundamentales de cálculo,

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0 \quad (13)$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{M^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{M \cdot N}{D} \right) + g \cdot D \cdot \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{g \cdot n^2}{D^{7/3}} \cdot M \sqrt{M^2 + N^2} = 0 \quad (14)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{M \cdot N}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{N^2}{D} \right) + g \cdot D \cdot \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{g \cdot n^2}{D^{7/3}} \cdot N \sqrt{M^2 + N^2} = 0 \quad (15)$$

Las ecuaciones de conservación de momentum y de masa se discretizan en un esquema de diferencias finitas centrales. La integración numérica se efectúa por medio del algoritmo de "salto de rana", que consiste en un esquema explícito con aproximación de segundo orden. Este modelo utiliza la aproximación lineal (i.e. los términos de convección y fricción son despreciables) de las ecuaciones de conservación de masa y de momentum cuando la onda transita por grandes profundidades, de esta forma disminuye el tiempo de procesamiento sin sacrificar precisión en los resultados (Goto y Ogawa, 1997; Goto et al., 1997).

### 3. Evaluación de la amenaza por tsunami en la bahía de Buenaventura

#### Condiciones iniciales para la implementación de los modelos numéricos

##### Escenarios sísmicos

La definición del tipo y de las características geométricas de una falla sísmica constituye el paso inicial en la definición del escenario sísmico de generación de

tsunamis. Varios autores señalan que los grandes tsunamis son generados por terremotos con hipocentros poco profundos y con un movimiento vertical del fondo tipo pistón provocados por el desplazamiento de fallas normales e inversas (e.g. **Steketee**, 1958; **Mansinha y Smylie**, 1971). Para definir los escenarios sísmicos se revisaron los catálogos Harvard CMT Catalog (**Harvard University**, 2005) y NEIC-USGS (**USGS**, 2005). A partir de los registros de estos catálogos se seleccionaron sismos ocasionados por fallas normales o inversas, con magnitudes  $M_w = 5.0$  e hipocentros entre 15-70 km para caracterizar los principales eventos sísmicos ocurridos en el Pacífico colombiano durante los últimos 30 años (Tabla 1).

Los eventos encontrados permiten establecer el rango de variación de los parámetros geométricos de fallas sísmicas con capacidad de generar tsunamis. Para el rumbo se observan dos grupos con valores típicos entre 0-45° y 230-357°, en donde el segundo grupo se caracteriza por eventos de menor magnitud ( $M_w \leq 5.9$ ). El ángulo de buzamiento se identifica por presentar un rango entre 15-36° que contiene la mayor proporción de datos, mientras que para la dirección de buzamiento la mayoría de valores se encuentra entre 104 y 138° (Tabla 1).

Con base en los rangos de variación de los parámetros geométricos, en estudios sobre tsunamis históricos ocurridos en el litoral Pacífico colombiano (e.g. **Beck y Ruff**, 1984; **Mendoza y Dewey**, 1984; **Gutscher et al.**, 1999) y estudios de prospección geofísica y sísmica desarrollados en el margen colombo-ecuadoriano (e.g. **Collot et al.**, 2004), se ha definido como escenario sísmico para este estudio un terremoto con características geométricas y focales (rumbo/ángulo de buzamiento/dirección de buzamiento: 23°/16°/118°) similares a las del sismo del 12 de diciembre de 1979. Para el sismo de 1979 **Gutscher et al.** (1999) definieron unas condiciones de rumbo, ángulo y dirección de buzamiento de 30°, 16° y 118°, respectivamente. Además, los trabajos realizados por **Mendoza y Dewey** (1984) y **Beck y Ruff** (1984) muestran que los mecanismos focales para los eventos sísmicos de 1906, 1942 y 1958, que dieron origen a tsunamis, fueron similares a los del evento de 1979. También se tomó como referente para la definición del escenario sísmico la profundidad del sismo de 1979 ( $h = 19.7$  km) (**Harvard University**, 2005).

La magnitud, epicentro y profundidad del sismo, así como la geometría de la falla sísmica son los parámetros que determinan el campo de deformación sísmica (**Mansinha y Smylie**, 1971). Por lo tanto, una vez definidos los parámetros geométricos es necesario establecer los epicentros probables con el fin de establecer por com-

**Tabla 1.** Eventos sísmicos tipo normal o inverso con  $M_w \geq 5.0$  y  $h = 15-70$  km registrados en el Pacífico colombiano durante 1976 – 2005 (Harvard CMT Catalog: NEIC-USGS).

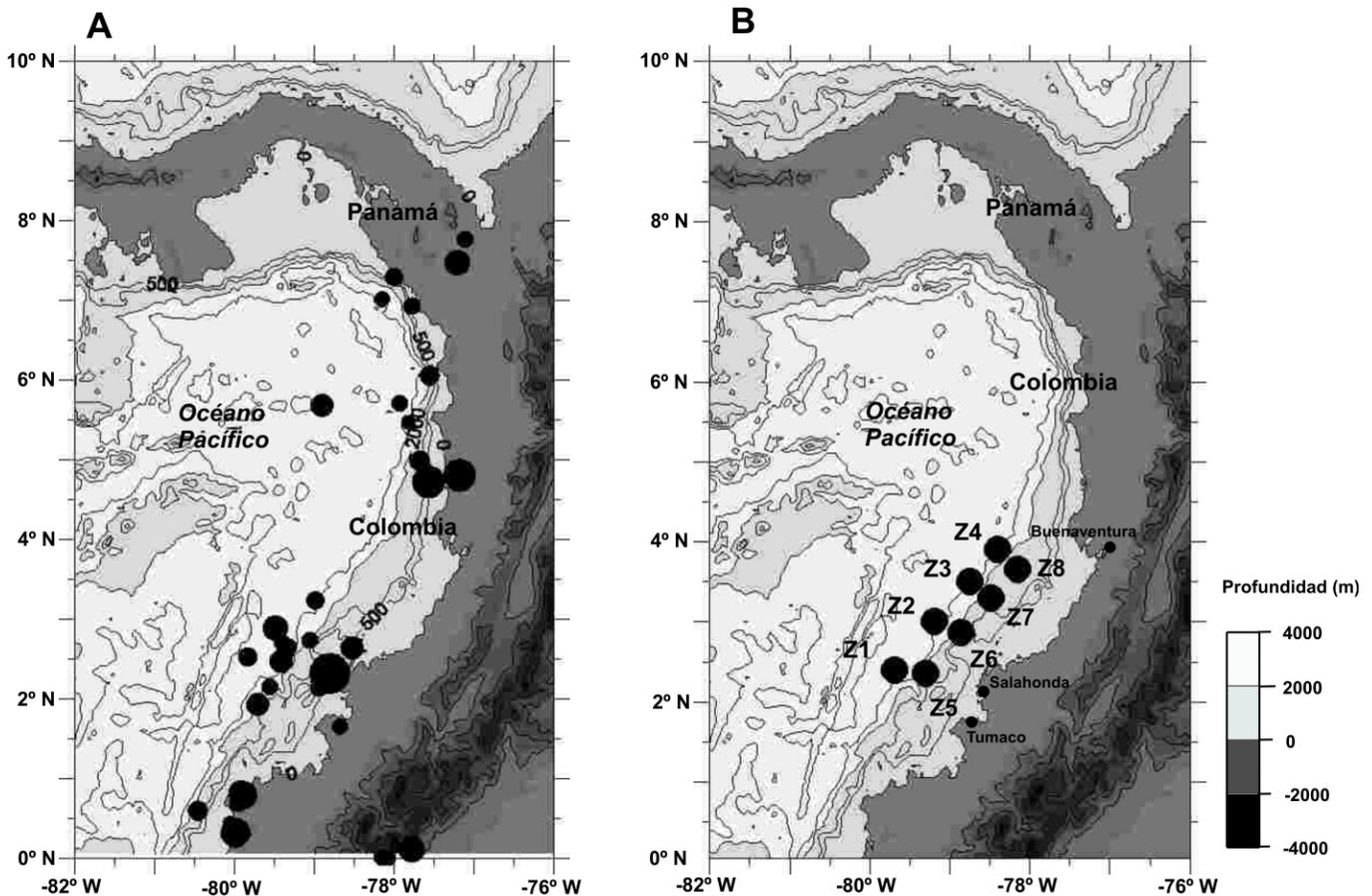
Fecha (aa/mm/dd)	Longitud (° W)	Latitud (° N)	Rumbo (°)	Ángulo de buzamiento. (°)	Dirección de buzamiento (°)	Profundidad (km)	Magnitud (Mw)
1976/04/09	-79,89	0,79	32	22	136	19,4	6,6
1977/08/08	-77,78	6,93	287	19	25	15,0	5,4
1978/08/02	-78,00	7,29	21	40	38	15,0	5,5
1979/01/01	-80,46	0,59	23	24	116	18,3	5,7
1979/12/12	-78,81	2,32	30	16	118	19,7	8,1
1979/12/13	-79,49	2,88	45	19	107	15,0	6,3
1979/12/31	-79,71	1,93	31	21	129	15,0	6,0
1980/01/07	-79,06	2,74	30	15	114	15,0	5,3
1980/01/26	-79,84	2,52	12	22	76	15,0	5,6
1980/09/03	-78,53	2,63	1	20	85	37,4	6,1
1981/01/03	-78,95	2,13	253	24	-39	18,0	5,4
1981/05/16	-77,11	7,76	236	22	94	21,0	5,3
1982/08/01	-79,40	2,71	41	22	138	15,0	5,3
1982/08/14	-78,15	7,02	319	33	49	15,0	5,2
1983/04/07	-82,54	7,80	311	22	113	20,0	5,9
1983/11/22	-79,99	0,31	33	24	133	35,2	6,8
1984/07/30	-79,35	2,58	35	33	121	44,5	5,1
1985/06/10	-78,99	3,24	32	19	125	26,0	5,5
1986/01/19	-80,06	0,44	31	22	116	40,0	5,0
1987/01/13	-78,90	5,68	0	72	170	15,0	6,0
1987/03/06	-77,77	0,10	198	20	118	15,0	6,4
1988/09/20	-77,68	4,99	14	18	104	24,1	5,8
1989/06/25	-79,92	0,81	27	25	120	16,0	6,3
1991/11/19	-77,18	4,80	13	13	95	19,1	7,2
1994/09/27	-79,32	2,65	357	37	-114	15,0	5,3
1996/04/27	-79,42	2,47	44	15	110	15,0	6,1
1997/09/09	-77,82	5,47	338	28	40	24,1	5,1
1990/08/11	-78,15	0,01	323	45	53	15,0	5,3
1990/08/25	-77,93	5,71	350	36	79	35,1	5,3
1996/05/23	-77,56	6,06	349	8	82	15,9	5,7
1996/11/04	-77,21	7,47	188	43	42	15,0	6,3
1997/10/05	-79,56	2,15	345	25	-140	15,0	5,3
2000/10/08	-78,07	0,00	342	42	90	15,0	5,1
2004/06/01	-79,96	0,69	33	28	133	34,2	5,4
2004/11/15	-77,57	4,72	21	11	114	16,0	7,2

pleto los escenarios sísmicos de generación que serán utilizados para evaluar la amenaza por tsunami a la que se encuentra expuesto el municipio de Buenaventura.

Para definir los epicentros se tomaron como referencia eventos históricos (e.g. **Harvard University**, 2005; **USGS**, 2005), así como el trabajo de **Collot et al.** (2004), que basado en evidencia sísmica y geofísica sugiere que el área de ruptura del sismo de 1906, reactivada por los sismos de 1942, 1958 y 1979, se desplaza hacia el norte en dirección SW-NE. En la distribución espacial de los sismos seleccionados de los catálogos Harvard CMT Catalog (**Harvard University**, 2005) y NEIC-USGS (**USGS**, 2005) (Tabla 1), pueden observarse dos zonas principales en donde se han concentrado los sismos con po-

tencial de generar eventos tsunamigénicos (Figura 1A). Estas zonas forman una línea imaginaria en dirección SW-NE, paralela a la línea de costa y a la zona de subducción. La zona más externa está localizada cerca al límite de la plataforma continental en un área con profundidades cercanas a los 2000 m. La otra zona se encuentra sobre la plataforma continental, en una región con profundidades hasta de 500 m (Figura 1A).

Este patrón ha sido confirmado por varios estudios geológicos y sísmicos realizados en la zona de subducción colombo-ecuatorial (e.g. **Mendoza y Dewey**, 1984; **Gutscher et al.**, 1999; **Collot et al.**, 2004). Los trabajos realizados por **Mendoza y Dewey** (1984) y **Collot et al.** (1984) señalan que existen dos segmentos



**Figura 1.** (A) Eventos sísmicos tipo normal o inverso con  $M_w \geq 5.0$  y  $h = 15-70$  km registrados en el Pacífico colombiano durante 1976 – 2005. El área del círculo es proporcional a la magnitud del sismo; círculos grandes  $M_w = 8.1$ ; círculos pequeños  $5.0 = M_w < 8.1$  (Fuente: **Harvard CMT Catalog**; **NEIC-USGS**); (B) Fuentes potenciales (epicentros) de generación de tsunamis para el litoral sur del Pacífico colombiano definidas a partir de los estudios desarrollados por **Beck y Ruff** (1984), **Mendoza y Dewey** (1984), **Gutscher et al.** (1999), y **Collot et al.** (2004); y la distribución espacial de los sismos mostrados en la Tabla 1. Epicentros seleccionados: Zona 1 (2.40° N, -79.69° W), Zona 2 (3.00° N, -79.20° W), Zona 3 (3.50° N, -78.75° W), Zona 4 (3.90° N, -78.40° W), Zona 5 (2.35° N, -79.31° W), Zona 6 (2.86° N, -78.86° W), Zona 7 (3.30° N, -78.49° W), Zona 8 (3.65° N, -78.15° W).

en la zona de subducción, entre las placas tectónicas Nazca y Pacífico, paralelos entre sí, en donde se concentra la mayor actividad sísmica de la franja colombo-ecuatoriana. Estos segmentos siguen un mismo patrón en dirección NE. En esta zona es en donde se encuentran los epicentros de los grandes sismos-tsunamis históricos (i.e. 1906, 1942, 1958, 1979). Con base en la distribución espacial de los sismos ocasionados por fallas normales o inversas, con magnitudes  $M_w \geq 5.0$  e hipocentros entre 15-70 km ocurridos en el Pacífico colombiano durante los últimos 30 años (Tabla 1), los estudios de sismicidad desarrollados en esta zona (e.g. Beck y Ruff, 1984; Mendoza y Dewey, 1984; Gutscher et al., 1999) y la liberación de energía en la zona de subducción que ha generado sismos y tsunamis en dirección SW-NE (e.g. Collot et al., 2004), se han definido ocho fuentes potenciales de generación de tsunamis para el litoral sur del Pacífico colombiano (Figura 1B).

En cuanto a la magnitud del sismo precursor, a partir de las evaluaciones de las características de los segmentos de subducción de la costa Pacífica colombiana, el Ingeominas concluyó que el segmento cabo Corrientes - Buenaventura se caracteriza por sismos de magnitudes  $M_w \sim 7.0$ , como el ocurrido el 15 de noviembre de 2004, ya que las zonas de rotura no pueden ser tan grandes como para generar eventos de mayor magnitud. Mientras que el segmento Buenaventura - Esmeraldas (Ecuador) tiene un potencial de generación de sismos de mayor magnitud, como los ocurridos en 1906, 1942, 1958 y 1979, y que fueron precursores de tsunamis (Cardona, 2005). Por lo tanto, se definieron para la zona de interés dos escenarios con magnitudes de  $M_w=7.9$  y  $M_w = 8.6$  (Tabla 2), que corresponden a la magnitud de los sismos de 1979 y 1906,

**Tabla 2.** Escenarios sísmicos definidos para la modelación numérica

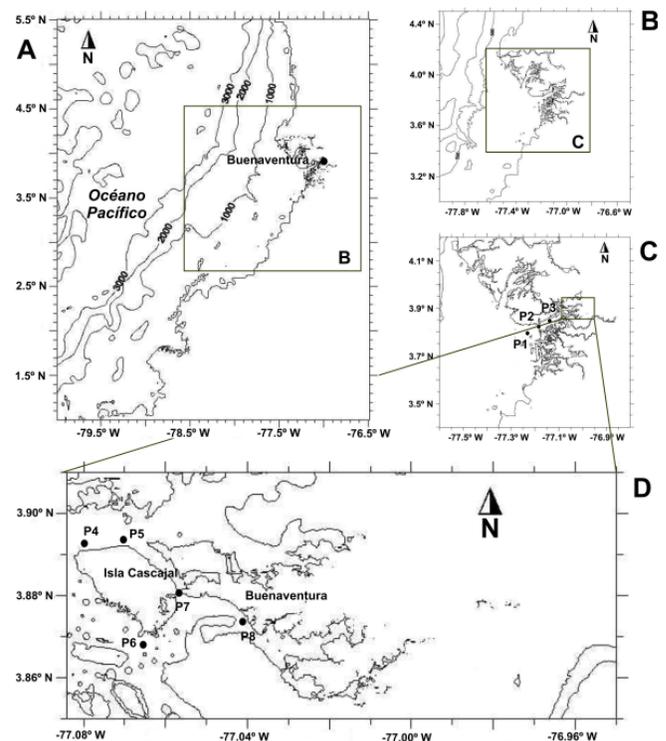
Parámetros	Escenarios - magnitud	
	No. 1	No. 2
Dislocación (m)	4,5	10,0
Longitud de ruptura (km)	200,0	400,0
Ancho de ruptura (km)	80,0	160,0
Rumbo (°)	23,0	23,0
Ángulo de buzamiento (°)	16,0	16,0
Dirección de buzamiento (°)	118,0	118,0
Profundidad (km)	20,0	20,0
Magnitud ( $M_w$ )	7,9	8,6

**Nota.** El área de ruptura (i.e. longitud y ancho) y la magnitud de la dislocación se calcularon a partir de las relaciones empíricas con  $M_w$  propuestas por Wells y Coppersmith (1994).

respectivamente (Guziakov, 2001). Estos eventos han sido los de mayor magnitud registrada hasta ahora en esta área (Mendoza y Dewey, 1984), por lo que se considera que constituyen umbrales apropiados para evaluar la amenaza por tsunami en la bahía de Buenaventura.

### Creación de mallas de trabajo

La implementación del modelo numérico requiere información batimétrica y topográfica en el dominio de cálculo (i.e. mallas de trabajo). Se utilizó información de diversas fuentes y escalas de acuerdo con los requerimientos de las mallas de cálculo. Se obtuvo información batimétrica del proyecto ETOPO2 (Smith y Sandwell, 1997) (con resolución espacial de 2' de arco), de cartas náuticas levantadas por el Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas (CIOH) e información batimétrica de detalle obtenida por el Centro Control de Contaminación del Pacífico (CCCP). La información topográfica fue obtenida del Instituto Geográfico Agustín Codazzi (IGAC) y el CCCP.



**Figura 2.** Mallas de trabajo empleadas en la modelación numérica de eventos tsunamigénicos. (A) Malla externa con resolución espacial de 810 m, (B) malla de tránsito numérico con resolución espacial de 270 m, (C) malla de tránsito numérico con resolución espacial de 90 m, (D) malla interna con resolución espacial de 30 m. Se muestran los puntos en donde se obtendrán señales sintéticas de altura de ola.

La estabilidad numérica del modelo y la resolución requerida para establecer los campos de inundación se tuvieron en cuenta para fijar el tamaño de las mallas de cálculo. Con base en la información disponible para la bahía de Buenaventura se seleccionó un ancho de celda de 30 m para la malla interna de detalle (Figura 2D). Se seleccionaron cuatro mallas de cálculo anidadas con un paso diferencial espacial a razón de tres. La malla exterior contiene los puntos de generación de los sismos precursoros (Figura 2A), sobre la malla interior se calcula el campo de inundación a partir de la teoría no lineal de ondas largas (Figura 2D). Las mallas B y C (Figuras 2B y 2C) son de tránsito numérico. Es importante señalar que disponer de este arreglo de mallas anidadas disminuye el tiempo de cálculo ofreciendo buena precisión en los resultados (IUGG/IOC, 1997).

En las mallas de trabajo se situaron ocho puntos para obtener señales sintéticas de altura de ola (Figura 2). Estos puntos se definieron con el fin de evaluar los siguientes aspectos: (i) disipación de la energía de las ondas de tsunami en su tránsito por la bahía de Buenaventura como resultado de las forma de la bahía, el efecto de la línea de costa y las geoformas costeras (i.e. islas, barras, etc.); (ii) observar el comportamiento del tren de oleaje en puntos de interés; y (iii) determinar el tiempo de llegada de las olas de tsunami al casco urbano de Buenaventura. Los puntos P1, P2, P3, P4 y P5 (Figura 2) servirán para evaluar la disipación de energía durante el tránsito de las ondas de tsunami por la bahía. La profundidad de la lámina de agua en estos puntos es similar, por lo que los resultados obtenidos en cada uno de ellos resultan comparables.

#### Intervalo de cálculo

La resolución espacial entre las mallas varía mientras que el intervalo de cálculo se mantiene constante en todas las mallas, de manera que debe garantizarse la estabilidad numérica. La estabilidad de la solución numérica se garantiza si cada una de las mallas cumple la condición de Courant-Friedrichs-Lewy (CFL) (16),

$$\sqrt{2gh_{\max}} \frac{\Delta x}{\Delta t} \leq 0.8 \quad (16)$$

donde  $\Delta t$  es el paso del tiempo en segundos,  $\Delta x$  es la resolución espacial de la malla, y  $h_{\max}$  es la profundidad máxima de la malla. Considerando las características de las mallas de trabajo (Tabla 3), se seleccionó un paso del tiempo de 0.5 s para todos los dominios de cómputo de manera que se garantiza la condición de Courant-Friedrichs-Lewy (CFL) (Tabla 3).

**Tabla 3.** Características de las mallas de trabajo ( $h_{\max}$ ,  $\Delta x$ ,  $\Delta t$ ) y coeficiente de Courant-Friedrichs-Lewy (CFL).

Mallas de cálculo	$h_{\max}$	$\Delta x$	$\Delta t$	CFL
Malla A	4833,80	810	0,5	0,190
Malla B	2236,50	270	0,5	0,387
Malla C	476,40	90	0,5	0,537
Malla D	17,81	30	0,5	0,311

**Nota.**  $\Delta t$  es el paso del tiempo en segundos,  $\Delta x$  es la resolución espacial de la malla, y  $h_{\max}$  es la profundidad máxima de la malla. La  $h_{\max}$  se calculó considerando condiciones de marea alta (4.5 m).

#### Condiciones de marea

Una de las condiciones iniciales del modelo numérico es el nivel de marea, que se mantiene constante durante todo el periodo de cálculo (IUGG/IOC, 1997). Para definir estos niveles se construyó una curva de frecuencias acumuladas a partir de la serie histórica de mareas del mareógrafo de Buenaventura. Una vez construida esta curva, se seleccionaron niveles de 2.5 y 4.5 m para el nivel medio y alto de marea, respectivamente. El nivel medio de marea tiene un ~50% de probabilidad de no excedencia, mientras que el nivel alto de marea presenta ~90% de probabilidad de no excedencia. Estos dos niveles de marea constituyen los dos escenarios de propagación que serán considerados en las modelaciones numéricas.

#### 4. Resultados

##### Sismo precursor de magnitud $M_w = 7.9$

Para ninguno de los epicentros se generan áreas inundadas en el casco urbano de Buenaventura durante marea media. En la malla interna se alcanzan alturas máximas de ola que varían entre 0.81 y 1.28 m para las zonas 3 y 4, respectivamente (Tabla 4). Sin embargo, ninguno de los campos de inundación generados representa peligro potencial para el casco urbano de Buenaventura. En cuanto al tiempo de arribo del tren de olas a Buenaventura, que en este caso tiene repercusiones en el nivel de amenaza de las zonas rurales, se observa que varía de acuerdo con la localización del sismo precursor. El menor tiempo se presenta en la zona 8 con 56.2 minutos, mientras que el mayor se observa en las zonas 1 y 2 con 90.0 y 91.2 minutos, respectivamente, lo que significa una diferencia de cerca de 34 minutos para estos epicentros.

Los resultados obtenidos durante marea alta son similares a los obtenidos con marea media. Durante marea alta,

para la malla interna se alcanzan alturas máximas de ola que oscilan entre 0.79 y 1.54 para las zonas 1 y 4, respectivamente (Tabla 4). En esta condición de marea tampoco se generan áreas inundadas en el casco urbano de Buenaventura para ninguno de los epicentros de generación. El tren de olas generado desde la zona 8 tarda 56.2 minutos en llegar a Buenaventura, mientras que el tiempo máximo se presenta para las ondas generadas desde las zonas 1 y 2 (85 minutos). En este caso, la diferencia entre los umbrales de tiempo de arribo de tren de oleaje es de cerca de 28 minutos.

Para un sismo de esta magnitud, y considerando los diferentes epicentros evaluados, no se observan diferencias significativas en los resultados obtenidos durante marea media y marea alta. En ninguno de los casos se observan áreas inundadas. Además, aun cuando para la mayoría de los epicentros las alturas máximas de oleaje en la malla interna son mayores durante marea alta, las diferencias no superan los 0.26 m al comparar los resultados durante los dos estados de marea (Tabla 4). La incidencia de la marea puede observarse en el tiempo de arribo de las ondas de tsunami al casco urbano de Buenaventura. Para algunos de los epicentros se observan diferencias hasta de 10 minutos en el tiempo de llegada del tren de oleaje entre los dos estados de marea evaluados.

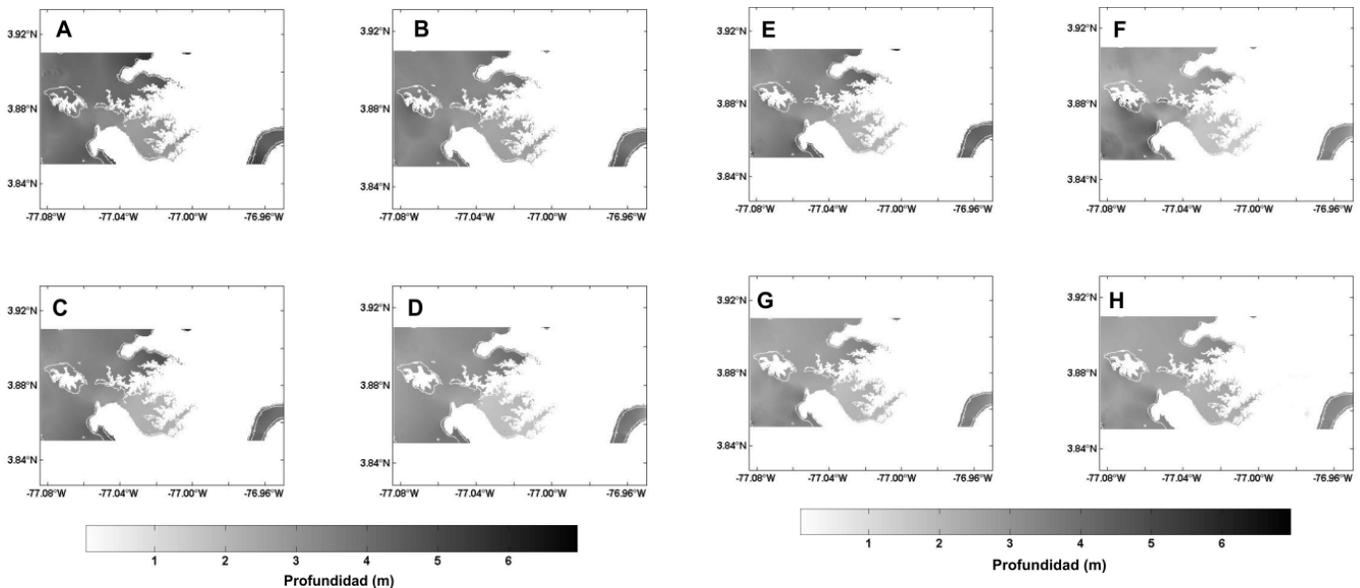
Los resultados indican que para un sismo de magnitud  $M_w=7.9$ , ninguno de los casos simulados (i.e. epicentros

de generación, condiciones de marea) representa peligro potencial para el casco urbano de Buenaventura.

### *Sismo precursor de magnitud $M_w=8.6$*

Durante condiciones de marea media se observan áreas inundadas en el casco urbano de Buenaventura para todos los sitios de generación evaluados (Figura 3). En la malla interna se alcanzan alturas máximas de ola que varían entre 4.70 y 6.13 m para las zonas 7 y 1, respectivamente (Tabla 4). El tsunami generado desde la zona 1 produce la mayor proporción de áreas inundadas, particularmente en la isla de Cascajal y en las zonas periféricas del continente (Figura 3A). En cuanto al tiempo de arribo del tren de olas a Buenaventura, se observa que varía de acuerdo con la localización del sismo precursor. El menor tiempo se presenta en la zona 5 con 51.2 minutos, mientras que el mayor se observa en la zona 1 con 75.0 minutos, lo que representa una diferencia de cerca de 24 minutos para estos epicentros.

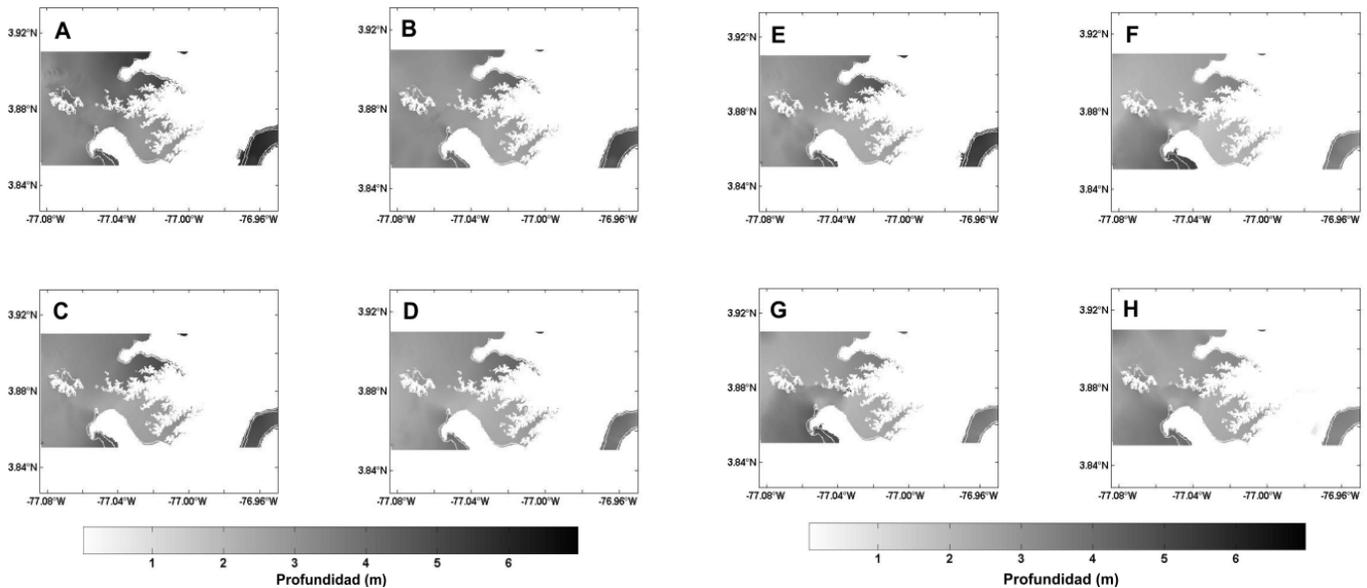
Los resultados obtenidos durante marea alta difieren ligeramente en comparación a los obtenidos con marea media. Durante marea alta, para la malla interna se alcanzan alturas máximas de ola que oscilan entre 5.32 y 6.26 m para las zonas 2 y 1, respectivamente (Tabla 4). En todos los casos evaluados, la isla de Cascajal, las zonas adyacentes al delta del río Dagua y las riberas del estero San Antonio constituyen las áreas más afectadas (Figura 4). El



**Figura 3.** Campos de inundación homogéneos (m) para un tsunami generado por un sismo  $M_w=8.6$ , durante marea media. Epicentros del sismo precursor: (A) Zona 1, (B) Zona 2, (C) Zona 3, (D) Zona 4, (E) Zona 5, (F) Zona 6, (G) Zona 7, y (H) Zona 8.

**Tabla 4.** Altura máxima de ola en la malla interna de cálculo (Malla D) para cada uno de los escenarios de simulación numérica (magnitud y epicentro del sismo precursor, estado de marea).

	Altura máxima de ola (m) – malla D							
	Epicentro de generación – sismo precursor							
	Zona 1	Zona 2	Zona 3	Zona 4	Zona 5	Zona 6	Zona 7	Zona 8
<b>Sismo <math>M_w=7.9</math></b>								
<i>Marea media</i>	0.84	0.82	0.81	1.28	0.98	0.88	0.84	0.98
<i>Marea alta</i>	0.79	0.98	0.97	1.54	0.94	0.90	1.22	1.11
<b>Sismo <math>M_w=8.6</math></b>								
<i>Marea media</i>	6.13	5.33	6.12	5.21	5.86	5.86	4.70	4.79
<i>Marea alta</i>	6.26	5.32	6.15	5.17	6.00	5.53	5.78	5.39



**Figura 4.** Campos de inundación homogéneos (m) para un tsunami generado por un sismo  $M_w=8.6$ , durante marea alta. Epicentros del sismo precursor: (A) Zona 1, (B) Zona 2, (C) Zona 3, (D) Zona 4, (E) Zona 5, (F) Zona 6, (G) Zona 7, y (H) Zona 8.

tsunami generado desde la zona 1 produce la mayor proporción de áreas inundadas, con alturas superiores a los 4.0 m en todas las zonas inundadas, particularmente en la isla de Cascajal, en las zonas periféricas del continente, riberas del estero San Antonio y delta del río Dagua (Figura 4A). El tren de olas generado desde la zona 8 tarda 56.2 minutos en llegar a Buenaventura, mientras que el tiempo máximo se presenta para las ondas generadas desde la zona 1 (68.7 minutos). En este caso, la diferencia entre los umbrales de tiempo de arribo de tren de oleaje es de sólo 12 minutos.

Para un sismo de esta magnitud, y considerando los diferentes epicentros evaluados, se observan ligeras diferencias en los resultados obtenidos durante marea media y marea alta. En ambos casos las áreas más afectadas por la inundación coinciden. Sin embargo, la altura de la lámina de agua en las zonas inundadas durante marea alta es mayor en comparación con el nivel observado en condiciones de marea media (Figuras 3 y 4). Aun cuando para la mayoría de zonas de generación consideradas las alturas máximas de oleaje en la malla interna son mayores durante marea alta, las diferen-

cias no superan los 1.08 m al comparar los resultados durante cada uno de los estados de marea (Tabla 4). Para un sismo de esta magnitud, la marea no parece influir en el tiempo de arribo de las ondas de tsunami al casco urbano de Buenaventura. Para algunos de los epicentros prácticamente no existen diferencias (~1 minuto) en el tiempo de llegada del tren de oleaje durante los dos estados de marea evaluados. La mayor diferencia se presenta en la zona 1 con 6.3 minutos.

Los resultados indican que para un sismo de magnitud  $M_w=8.6$ , todos los casos simulados (i.e. epicentros de generación, condiciones de marea) representan peligro potencial para el casco urbano de Buenaventura, especialmente para la isla de Cascajal, las zonas adyacentes al delta del río Dagua y las riberas del estero San Antonio, que constituyen las áreas más afectadas. Estos resultados señalan que los tsunamis generados desde las zonas 1, 2, y 6 representan los escenarios más desfavorables para el casco urbano de Buenaventura. En este caso, los tsunamis generados desde cada una de las zonas evaluadas generan olas con alturas superiores a 4.6 m sin importar la condición de marea.

#### *Tránsito de la onda de tsunami por la bahía de Buenaventura*

La altura de ola en los puntos P1, P2, P3, P4 y P5 sirvió para evaluar la disipación de energía durante el tránsito de las ondas de tsunami por la bahía de Buenaventura (Tabla 5). Se encontró que en todos los casos evaluados la altura de ola disminuye en forma significativa durante su tránsito por la bahía (Tabla 5).

Para un sismo precursor de  $M_w=7.9$ , durante marea media, en la entrada de bahía (P1) se observan olas entre 0.43 y 0.92 m, mientras que en la isla de Cascajal (P5) se presentan olas con alturas entre 0.27 y 0.45 m (Tabla 5). Durante marea alta las olas en la entrada de la bahía (P1) se caracterizan por tener alturas entre 0.49 y 1.05 m, cuando las ondas de tsunami llegan a la isla de Cascajal (P5) las alturas han descendido hasta 0.22 y 0.42 m (Tabla 5). En ambos casos las reducciones en la altura de ola superan el 40%.

El sismo precursor de  $M_w=8.6$ , durante marea media, genera alturas de ola de entre 3.64 y 5.47 m en la entrada de bahía (P1), mientras que en la isla de Cascajal (P5) las olas han descendido hasta alcanzar los 2.19 y 3.83 m (Tabla 5). Durante marea alta las olas en la entrada de la bahía (P1) se caracterizan por tener alturas entre 3.80 y 5.35 m, cuando las ondas de tsunami llegan a la isla de Cascajal las alturas descienden hasta llegar a 2.01 y 3.53 m (Tabla 5). En estos casos las reducciones en la altura de ola varían entre el 34% y el 47%.

## 5. Discusión

La aplicación de un enfoque por escenarios permitió evaluar el efecto del nivel de marea, y el de la localización y magnitud del sismo precursor sobre la generación y propagación de un tsunami en la bahía de Buenaventura. La importancia de la modelación por escenarios radica en que evalúa de manera detallada casos característicos que se consideran representativos de condiciones potenciales de amenaza. Además, produce información relevante relacionada con la interacción del tsunami con la geomorfología costera local, por lo que esta aproximación tiene un impacto significativo en la correcta evaluación de la amenaza por tsunami (Yalçiner et al., 2002; Tinti et al., 2002; Tinti y Armigliato, 2003). Por ejemplo, mediante el análisis de escenarios considerando diferentes mecanismos de falla del sismo precursor, Tinti y Armigliato (2003) mostraron que un sistema peninsular en el oriente de la isla de Sicilia (Italia) actúa como barrera natural frente a un tsunami incidente, disminuyendo de forma significativa la amplitud del oleaje independientemente del mecanismo de falla simulado. A nivel mundial y local, los estudios basados en el enfoque por escenarios han permitido identificar las condiciones de generación y propagación de tsunamis más adversas para un lugar específico (e.g. Papazachos et al., 1985; Tinti y Cavagni, 1995; Meyer y Caicedo, 1998; Fernandez et al., 2000; Cevdet et al., 2002; Yalçiner et al., 2002; Cardona, 2004, 2005; Fernandez et al., 2004; Hebert et al., 2005, Rosales y Meyer, 2007).

La magnitud aparece como el parámetro más determinante al evaluar la amenaza por tsunami en el casco urbano de Buenaventura. La variación de la magnitud del sismo ( $M_w$ ) genera cambios significativos en las áreas afectadas por inundación, en la altura y tiempo de llegada del tren de olas. Un sismo de  $M_w=7.9$  generado desde los epicentros evaluados no produce áreas inundadas en el casco urbano de Buenaventura, mientras un sismo de  $M_w=8.6$  afecta a varias zonas del municipio independientemente de la localización del sismo precursor.

El nivel de lámina de agua que genera un sismo de  $M_w=8.6$ , que supera los 3.0 m en todos los casos de generación, no sólo es peligroso por la extensión del área inundada, sino también por las poderosas corrientes de fondo que suelen generarse en estos casos (Cevdet et al., 2002). Estas corrientes de fondo contribuyen a la formación de fuerzas de empuje y arrastre, generando peligros adicionales para los sistemas expuestos o vulnerables. Por su parte, la altura de ola en la malla interna y en los puntos de observación (i.e. P1, P2, P3, P4, P5, P6, P7, P8) se

**Tabla 5.** Altura de ola en puntos de observación (P1, P2, P3, P4, P5), en donde se evalúa el tránsito de las ondas de tsunami por la bahía de Buenaventura bajo diferentes escenarios.

		Altura máxima de ola (m)				
		Puntos de observación				
		Punto 1	Punto 2	Punto 3	Punto 4	Punto 5
<b>Sismo <math>M_w=7.9</math></b>						
	<i>Marea media</i>					
	<i>Zona 1</i>	0.734	0.602	0.388	0.290	0.300
	<i>Zona 2</i>	0.484	0.454	0.340	0.270	0.301
	<i>Zona 3</i>	0.803	0.791	0.421	0.334	0.347
	<i>Zona 4</i>	0.899	0.811	0.673	0.517	0.454
	<i>Zona 5</i>	0.662	0.607	0.440	0.306	0.334
	<i>Zona 6</i>	0.437	0.519	0.353	0.288	0.270
	<i>Zona 7</i>	0.790	0.783	0.453	0.364	0.395
	<i>Zona 8</i>	0.924	0.930	0.768	0.457	0.456
	<i>Marea alta</i>					
	<i>Zona 1</i>	0.619	0.524	0.375	0.231	0.229
	<i>Zona 2</i>	0.490	0.484	0.433	0.253	0.246
	<i>Zona 3</i>	0.697	0.674	0.464	0.300	0.290
	<i>Zona 4</i>	0.853	0.814	0.649	0.367	0.354
	<i>Zona 5</i>	0.583	0.609	0.537	0.294	0.282
	<i>Zona 6</i>	0.542	0.536	0.534	0.257	0.263
	<i>Zona 7</i>	0.771	0.617	0.582	0.336	0.340
	<i>Zona 8</i>	1.051	0.897	0.748	0.416	0.428
<b>Sismo <math>M_w=8.6</math></b>						
	<i>Marea media</i>					
	<i>Zona 1</i>	5.47	5.16	4.73	3.68	3.83
	<i>Zona 2</i>	4.33	4.53	3.96	3.24	3.17
	<i>Zona 3</i>	4.32	4.77	4.24	2.83	2.91
	<i>Zona 4</i>	3.80	3.93	3.33	2.53	2.61
	<i>Zona 5</i>	4.56	4.44	3.85	2.71	2.75
	<i>Zona 6</i>	4.12	3.45	2.93	2.10	2.19
	<i>Zona 7</i>	3.68	3.26	2.52	2.31	2.38
	<i>Zona 8</i>	3.64	3.39	2.60	2.36	2.36
	<i>Marea alta</i>					
	<i>Zona 1</i>	5.35	4.30	4.85	2.69	3.53
	<i>Zona 2</i>	4.27	3.42	4.04	2.66	2.79
	<i>Zona 3</i>	4.29	3.59	4.44	2.67	2.68
	<i>Zona 4</i>	3.80	3.27	3.60	2.34	2.36
	<i>Zona 5</i>	4.53	3.57	4.21	2.51	2.50
	<i>Zona 6</i>	3.93	3.04	2.87	1.92	2.01
	<i>Zona 7</i>	4.22	3.17	2.51	2.18	2.22
	<i>Zona 8</i>	4.57	3.25	2.97	2.19	2.58

incrementa cerca de cuatro veces cuando la magnitud del sismo precursor aumenta de  $M_w=7.9$  a  $M_w=8.6$ .

Los resultados de este trabajo coinciden parcialmente con lo encontrado previamente por **Caballero y Ortiz** (2002), quienes evaluaron el impacto de un tsunami sobre Buenaventura considerando un sismo de  $M_w=8.2$  con origen en  $78.8^\circ W - 3.5^\circ N$  (cercano a la Zona 3 definida

en este estudio). Estos autores señalan que el sector sur de la isla de Cascajal es la zona más afectada, mientras que el presente estudio indica que el sector nor-occidental de esta isla constituye el área de mayor vulnerabilidad. Por su parte, **Rosales y Meyer** (2007) evaluaron un tsunami generado por un sismo con origen en  $78.3^\circ W - 3.5^\circ N$  (Zona 3) y magnitudes de  $M_w=8.0$  y  $8.1$ , encontrando alturas máximas de ola en la isla de Cascajal del orden de

1.5 – 2.0 m. Estos resultados son comparables a los encontrados en este estudio para un sismo precursor de  $M_w=7.9$  (Tabla 4). La diferencia entre estos tres estudios radica, principalmente, en la información batimétrica y topográfica de la malla de detalle. El presente trabajo utiliza una mayor resolución espacial, con una malla de detalle de 30 m. La profundidad del mar y la altura del terreno son variables básicas dentro del proceso de modelamiento numérico de tsunamis, por lo que la validez de los resultados obtenidos está relacionada directamente con la calidad, precisión y exactitud de esta información. Por lo tanto, para producir resultados definitivos sobre el nivel de amenaza en el municipio de Buenaventura, zona urbana y rural, es preciso obtener información batimétrica y topográfica de mayor resolución espacial.

Algunos estudios han encontrado relaciones cuantitativas y cualitativas entre la altura de ola de un tsunami y el epicentro del sismo precursor (expresado como distancia del sismo al lugar de interés) (e.g. **Papazachos et al.**, 1985; **Cevdet et al.**, 2002). Por ejemplo, a partir de un análisis sistemático de tsunamis en el mar Egeo, **Papazachos et al.** (1985) establecieron una relación inversamente proporcional entre la altura de ola de un tsunami y la distancia del sismo precursor con relación a un área de interés. El presente estudio no mostró una relación de este tipo para los casos evaluados. Sólo para los casos de tsunamis generados por un sismo de  $M_w=7.9$  se observan las mayores altura de ola en tsunamis originados desde la zona 8 (la más cercana a la población de Buenaventura). Sin embargo, los mayores efectos adversos (i.e. altura de lámina de agua, áreas inundadas y altura máxima de ola) se presentaron para un tsunami generado por un sismo de  $M_w=8.6$  con origen en la zona 1, la más alejada del municipio de Buenaventura.

Los resultados obtenidos sugieren que para los casos evaluados, especialmente para aquellos de magnitud  $M_w=8.6$ , el ángulo de incidencia y la evolución del tren de olas con respecto a la entrada a la bahía Buenaventura (y por ende la posición de la falla sísmica) tienen mayor relevancia sobre los efectos adversos de un tsunami que la localización del sismo precursor. Algunos autores señalan que la posición y ubicación de la falla sísmica con relación a la zona evaluada tiene mayor incidencia que la distancia al sismo precursor en los daños ocasionados por un tsunami (e.g. **Hébert et al.**, 2005; **Tinti y Armigliato**, 2003). La incidencia de estos parámetros (ángulo de incidencia y la evolución del tren de olas) sobre los daños potenciales de un tsunami debe ser analizada con mayor detalle en el litoral Pacífico colombiano.

Al contrario de lo indicado por trabajos anteriores realizados en el litoral Pacífico colombiano (e.g. **Caballero y Ortiz**, 2002; **Cardona**, 2004), la condición de marea no mostró un efecto determinante sobre los daños ocasionados por un tsunami. Mientras que **Caballero y Ortiz** (2002) encontraron diferencias de ~4.0 m para la lámina de agua generada durante marea alta y marea media (sismo precursor de  $M_w=8.2$ ), las diferencias obtenidas en este estudio no superan los 1.1 m entre los dos estados de marea evaluados (sismo precursor de  $M_w=7.9$  y 8.6). Hasta ahora no existe una explicación consistente sobre este fenómeno, sin embargo podría estar relacionado con fenómenos de reflexión y refracción de oleaje causados por la forma estrecha y cerrada de la bahía, lo que ocasionaría el incremento en la amplitud del oleaje y haría difícil evaluar en forma directa el efecto de la marea (e.g. **Tappin et al.**, 2001).

Además de inducir fenómenos de reflexión y refracción de oleaje, la línea de costa y las formas costeras tienen un papel decisivo en la reducción de la energía de las ondas de un tsunami (**Tinti y Cavagni**, 1995; **Tinti y Armigliato**, 2003). Los resultados de este estudio muestran que las ondas de tsunami reducen sensiblemente su amplitud en su tránsito por la bahía de Buenaventura, independientemente de la magnitud del sismo precursor, localización o estado de marea. Un mayor conocimiento de la configuración morfológica y batimétrica del área de estudio, permitiría evaluar en forma precisa el efecto de las geoformas costeras en la evolución de ondas de tsunami.

## 6. Conclusiones

La ejecución de este proyecto beneficiará en el mediano plazo a la población vulnerable de las áreas evaluadas, ya que los resultados obtenidos servirán como soporte técnico para el diseño, desarrollo e implementación del plan local de contingencia para tsunami en el municipio de Buenaventura. En el mismo sentido, al existir una cuantificación de los efectos potenciales de un tsunami sobre la bahía de Buenaventura (considerando diferentes escenarios) el proyecto sustentará el proceso de toma de decisiones de las instituciones del orden local, regional y nacional (e.g. Alcaldía, CLOPAD, Defensa Civil, Cruz Roja, DGPAD, etc.) encargadas de la elaboración y ejecución de dicho plan.

En el caso de la bahía de Buenaventura, la morfometría de la línea de costa reduce los efectos adversos de un tsunami. Aun cuando se encontró que un sismo  $M_w=8.6$  puede generar olas de tsunami con alturas hasta de cuatro y

seis metros, durante el tránsito por la bahía de Buenaventura las olas pierden gran parte de su energía y su altura disminuye considerablemente. En otras zonas del municipio de Buenaventura, expuestas en forma directa a la energía de las ondas de tsunami, se estima que sismos  $M_w = 8.0$  pueden ser potencialmente desastrosos dependiendo del epicentro del sismo y las condiciones de marea.

En el caso específico del casco urbano del municipio de Buenaventura y considerando los parámetros analizados, la isla de Cascajal y las riberas del estero San Antonio constituyen las áreas más afectadas en cualquiera de los escenarios evaluados. Durante un tsunami ocasionado por un sismo de  $M_w = 7.9$  y en condiciones de marea alta el sector norte de la isla de Cascajal es inundado por completo. Mientras que para un tsunami generado por un sismo de  $M_w = 8.6$ , independientemente de las condiciones de marea y el epicentro del sismo, se encontró que más del 70% de la isla sufre inundaciones. Este resultado es de gran importancia si se tiene en cuenta que en la isla de Cascajal se concentra la infraestructura municipal, portuaria, comercial y turística del municipio de Buenaventura.

Los resultados indican que la condición de marea es una circunstancia secundaria al momento de evaluar los efectos adversos de un tsunami en la zona de Buenaventura. Si se consideran tsunamis generados por sismos de igual magnitud y epicentro, se observa que el área afectada por inundación no es significativamente diferente durante condiciones de marea alta y marea media.

La profundidad del mar y la altura del terreno son variables básicas dentro del proceso de modelamiento numérico de tsunamis, por lo que la validez de los resultados obtenidos está relacionada directamente con la calidad, precisión y exactitud de esta información. La ausencia de información batimétrica y topográfica detallada y actualizada de la zona de interés fue la única limitante en el desarrollo de este proyecto. Esta situación impide obtener resultados definitivos y de mayor detalle. Por lo tanto, los resultados de este proyecto deben tomarse como indicativos y preliminares pues requieren una mayor refinación y procesamiento. Para evaluar la amenaza en las zonas rurales también es imprescindible obtener información batimétrica y topográfica actualizada.

Aun cuando los resultados de este proyecto deben considerarse como preliminares, es importante precisar que se obtuvieron hallazgos significativos: (1) el nivel de vulnerabilidad de la isla de Cascajal, en donde se encuentra ubicada la infraestructura de mayor importancia para el municipio; y (2) las áreas más expuestas de la bahía, zonas rurales del municipio, pueden sufrir inun-

daciones durante un tsunami generado por un sismo de  $M_w = 7.9$ , dependiendo del epicentro del sismo y las condiciones de marea. Esta información puede poner ser útil para las autoridades locales y ser el punto de partida para adoptar medidas orientadas a la protección de la población e infraestructura expuesta. Para lograr el impacto esperado, debe adelantarse un proceso de divulgación y socialización efectivo y amplio en el que se resalte la importancia de los elementos técnicos en la toma de decisiones político-administrativas.

### Agradecimientos

Los autores expresan su agradecimiento a la Dirección General Marítima (DIMAR) por el apoyo institucional, logístico y financiero brindado para el desarrollo de este estudio. De igual forma agradecen al personal que conforma el Grupo de Modelado Integral de Zonas Costeras por su apoyo permanente en el desarrollo del proyecto "Evaluación del Impacto de un Tsunami sobre las costas del litoral Pacífico colombiano", en particular al grupo de levantamientos.

### Bibliografía

- Beck, S., Ruff, L.**, 1984. The rupture process of the great 1979 Colombia earthquake: evidence for the asperity model. *Journal of Geophysical Research*. **89**, 9281-9291.
- Caballero, L., Ortíz, M.**, 2002. Evaluación del impacto de tsunamis en el litoral Pacífico colombiano. Parte II (región de Buenaventura). *Boletín Científico CCCP*. **9**, 37-46.
- Caicedo, J., Martinelli, B., Meyer, H., Reyna, J.**, 1996. Numeric simulations of tsunami propagation in the Colombian Pacific coast. *Seismological Observatory of the Southwest, OSSO*. Cali.
- Caicedo, J., Martinelli, B., Meyer, H., Steer, R.**, 1997. Efecto de tsunamis del mar Caribe en la costa colombiana. *Observatorio Sismológico del Suroccidente*. Cali.
- Cardona, Y.**, 2004. Análisis del arribo de ondas de tsunami a las poblaciones de la bahía de Tumaco a través de señales sintéticas. *Boletín Científico del CCCP*. **11**, 73-85.
- Cardona, Y.**, 2005. Modelación de tsunamis en la costa Pacífica colombiana, caso de aplicación bahía de Tumaco. Tesis de maestría en Ingeniería – Recursos hidráulicos. Universidad Nacional de Colombia.
- Cevdet, A., Alpar, B., Altýnok, Y., Özbay, I., Imamura, F.**, 2002. Tsunamis in the Sea of Marmara: Historical documents for the past, models for the future. *Marine Geology*. **190**, 445-463.
- Collot, J-Y., Marcaillou, B., Sage, F., Michaud, F., Agudelo, W., Charvis, P., Graindorge, D., Gutscher, M., Spence, G.**, 2004. Are rupture zone limits of great subduction earthquakes controlled by upper plate structures? Evidence from multichannel seismic reflection data acquired across the northern Ecuador-southwest Colombia margin. *Journal of Geophysical Research*. **109**, B1103.

- Fernández, M., Ortíz, M., Mora, R.,** 2004. Tsunami Hazards in El Salvador. Geological Society of America. Special Paper. 375, 435-444.
- Fernández, M., Molina, E., Havskov, J., Atakan, K.,** 2000. Tsunamis and tsunami hazards in Central América. *Natural Hazards*. 22, 91-116.
- Goto, C., Ogawa, Y.,** 1997. Numerical method of tsunami simulation with the leap-frog scheme. IUGG/IOC TIME Project. Unesco. 28 p.
- Goto, C., Ogawa, Shuto, N., Imamura, F.,** 1997. IUGG/IOC TIME Project: Numerical Method of Tsunami Simulation with the Leap-Frog Scheme, Intergovernmental Oceanographic Comision of UNESCO, Manuals and Guide No. 35, París, Francia, pp. 38.
- Gusiakov, V., K.,** 2001. Basics Pacific tsunamis catalog and database, 47 BC-2000 AD: results of the first stage of the project. Proceedings of the International Tsunami Symposium, August 7-9, 2001, Seattle, USA, PMEL/NOAA, pp 263-272.
- Gusiakov, V., K.,** 2005. Tsunami generation potential of different tsunamigenic regions in the Pacific. *Marine Geology*. 215, 3-9.
- Gutscher, M-A., Malavieille, J., Lallemand, S., Collot, J.,** 1999. Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision. *Earth and Planetary Science Letters*. 168, 255-270.
- Harvard University,** 2005. Harvard Seismology-Harvard CMT Catalog. <http://www.seismology.harvard.edu>
- Hébert, H., Schindelé, F., Altinok, Y., Alpar, B., Gazioglu, C.,** 2005. Tsunami hazard in the Marmara Sea (Turkey): a numerical approach to discuss active faulting and impact on the Istanbul coastal areas. *Marine Geology*. 215, 23-43.
- IUGG/IOC,** 1997. IUGG/IOC Time Project IOC Manuals and Guides No. 35. Numerical method of Tsunami Simulation with the Leap-Frog Scheme. París, Unesco. 101 p.
- Mansinha, L., Smylie, D.,** 1971. The displacement fields of inclined faults. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 61, 1433-1440.
- McSaveney, M., Goff, J., Darby, D., Goldsmith, P., Barnett, A., Elliott, S., Nongkas, M.,** 2000. The 17 July tsunami: Papua New Guinea: evidence and initial interpretation. *Marine Geology*. 170, 81-92.
- Mendoza, C., Dewey, J.,** 1984. Seismicity associated with the great Colombia-Ecuador earthquakes of 1942, 1958, and 1979: implications for barrier models of earthquake rupture. *Bulletin of the seismological society of America*. 74, 577-593.
- Meyer, H., Caicedo, H.,** 1998. Evaluation of tsunami source scenarios in the Caribbean sea and simulation of wave heights – a TIME project activity. Okushiri Tsunami/UJNR Workshop 1998.
- Papazachos, B., Koutitas, Ch., Hatzidimitriou, P., Karacostas, B., Papaioannou, Ch.,** 1985. Source and short-distance propagation of the July 9, 1956 southern Aegean tsunami. *Marine Geology*. 65, 343-351.
- Quiceno, A.,** 2000. Proyecto evaluación del impacto de un tsunami sobre la zona costera de Tumaco por medio de la modelación matemática. Reporte técnico. Centro Control de Contaminación del Pacífico. Tumaco.
- Quiceno, A., Ortiz, M.,** 2001. Evaluación del impacto de un tsunami en el litoral Pacífico colombiano (región de Tumaco). *Boletín Científico CCCP*. 8, 5-14.
- Ramírez, J., Goberna, J.,** 1980. Terremotos colombianos: noviembre 23 y diciembre 12 de 1979 – Informe preliminar. Reporte Técnico. Instituto Geofísico de la Universidad Javeriana. Bogotá. 95 p.
- Rosales, C., Meyer, H.,** 2007. Tsunami Scenarios for Buenaventura, Colombia. Sixth International Tsunami Workshop: new insights in tsunami research and tsunami preparedness, warning and mitigation. INOCAR-IUGG/TC-UNESCO IOC-ICG/PTWS. Guayaquil, Ecuador. September 14 – 15th. 2007.
- Smith, W., Sandwell, D.,** 1997. Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science*. 277, 1956-1962.
- Steketee, J.,** 1958. Some geophysical applications of the elasticity theory of dislocation. *Con. J. Phys.* 95, 1165.
- Tappin, D., Watts, P., McMurtry, G., Lafoy Y., Matsumoto, T.,** 2001. The Sissano, Papua New Guinea tsunami of July 1998 — offshore evidence on the source mechanism. *Marine Geology*, 175, 1-23.
- Tinti, S.,** 1991. Assessment of tsunami hazard in the Italian seas. *Sci. Tsunami Hazards*. 9, 5-14.
- Tinti, S., Gavagni, I.,** 1995. A smoothing algorithm to enhance finite-element tsunami modelling: an application to 5 February 1783 Calabrian case, Italy. *Natural Hazards*. 12, 161-197.
- Tinti, S., Armigliato, A.,** 2003. The use of scenarios to evaluate the tsunami impact in southern Italy. *Marine Geology*, 199, 221-243.
- Tinti, S., Armigliato, A., Pagnoni, G.,** 2002. Tsunami hazard related to the occurrence of large earthquakes along the coasts of Calabria and Sicilia (southern Italy). Abstracts European Seismological Commission (ESC) XXVIII General Assembly, Genoa, 1-6 September 2000, p. 87.
- Tinti, S., Maramai, A., Favali, P.,** 1995. The Gargajo promontory an important seismogenic-tsunamigenic area. *Marine Geolgy*. 122. 227-241.
- Titov, V., Synolakis, C.,** 1996. Numerical modeling of tidal wave runup. *Journal of waterway, port, coastal and ocean engineering*. 124 (4) 157-171.
- United States Geological Service,** 2005. USGS Earthquake Hazards Program: NEIC. <http://eqint.cr.usgs.gov/neic>
- Wells, D., Coppersmith, K.,** 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacements. *Bull. Seism. Soc. Am.* 84, 974-1002.
- Yalçiner, A.C., Alpar, B., Altinok, Y., Özbay, I., Imamura, F.,** 2002. Tsunamis in the Sea of Marmara: historical documents for the past, models for the future. *Marine Geology*. 190, 445-463.

Recibido: marzo 8 de 2007

Aceptado para su publicación: septiembre 14 de 2007