

## Evaluación de la amenaza por tsunami en poblaciones del sur, centro y norte del litoral Pacífico colombiano

### *Assessment of the tsunami threat in populations of the south, center and north of the Colombian Pacific coastline*

DOI: 10.26640/22159045.2019.524

Fecha de recepción: 2019/10/08 Fecha de aceptación: 2019/12/20

Anlly Melissa Guerrero C.<sup>1</sup>; Ronald Efrén Sánchez Escobar<sup>2</sup>

#### CITAR COMO:

**Guerrero, A. M.; Sánchez Escobar, R. E. (2019).** Evaluación de la amenaza por tsunami en poblaciones del sur, centro y norte del litoral Pacífico colombiano). *Bol. Cient. CIOH*; 38(2):15-40. ISSN impreso 0120-0542 e ISSN en línea 2215-9045. DOI: 10.26640/22159045.2019.524

#### RESUMEN

La geomorfología marina en el Pacífico colombiano se caracteriza por presentar una zona de convergencia de las placas de Nazca y Sudamérica, generando un proceso de subducción Nazca por debajo de la placa Sudamericana, la alta actividad sísmica en la zona de subducción Colombo-Ecuatoriana. Se han presentado sismos precursores de tsunami, los eventos de 1906 y 1979, que afectaron poblaciones costeras del sur del Pacífico colombiano. En su parte norte se evidencia una alta actividad sísmica que podría generar eventos fuertes precursores de tsunami afectando a las poblaciones costeras. Se evaluó la amenaza por tsunami a lo largo del litoral Pacífico colombiano, a partir del cálculo de la altura del tsunami en las poblaciones de Tumaco, Curay, Juanchaco, Buenaventura, Ciudad Mutis y Juradó. Se utilizó el método determinista, para lo cual se simularon escenarios de tsunami, empleando dos fuentes sísmicas, una para el bloque sur y otra para el bloque norte. Se utilizaron dominios de cálculo, construidos con datos batimétricos y altimétricos de alta resolución espacial. El modelo para la simulación de los escenarios de tsunami fue el modelo TUNAMI N2. Como resultado se obtuvo el tiempo de llegada de la primera ola de tsunami y la inundación máxima en cada población costera. Se concluye que el área más vulnerable y afectada en caso de un tsunami en el Pacífico colombiano es Tumaco.

**PALABRAS CLAVE:** Pacífico colombiano, tsunami, Juradó, Ciudad Mutis, Buenaventura, Juanchaco, Tumaco, Curay.

#### ABSTRACT

*Marine geomorphology in the Colombian Pacific is characterized by presenting a convergence zone of the Nazca and South American plates, generating a Nazca subduction process below that of South America, the high seismic activity in the Colombo-Ecuadorian subduction zone. Tsunami precursor earthquakes have occurred, such as the events of 1906 and 1979, which affected coastal populations in the southern Colombian Pacific. In its northern part of Colombian, high seismic activity is evident, which could generate strong tsunami precursor events affecting coastal populations. The tsunami threat along the Colombian Pacific Coast was evaluated, based on the calculation of the height of the tsunami in the populations of Tumaco, Curay, Juanchaco, Buenaventura, Ciudad Mutis and Juradó. The deterministic method was used, for which tsunami scenarios were simulated, using two seismic sources, one for the*

<sup>1</sup> Orcid: 0000-0002-5589-1416. Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas del Pacífico (CCCP). Área de Manejo Integrado de Zonas Costeras. Capitanía de Puerto de Tumaco, Vía El Morro, Tumaco (Nariño). Correo electrónico: aguerrero@dimar.mil.co

<sup>2</sup> Orcid: 0000-0003-1452-4553. Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas del Pacífico (CCCP). Área de Manejo Integrado de Zonas Costeras. Capitanía de Puerto de Tumaco, Vía El Morro, Tumaco (Nariño). Correo electrónico: rsanchez@dimar.mil.co

southern block and the other for the northern block. Calculation domains were used, constructed with high spatial resolution bathymetric and altimetric data. The model for simulating the tsunami scenarios was the TUNAMI N2 model. As a result, the arrival time of the first tsunami wave and the maximum flood in each coastal population were obtained. It is concluded that the most vulnerable and affected area in the event of a tsunami in the Colombian Pacific is Tumaco.

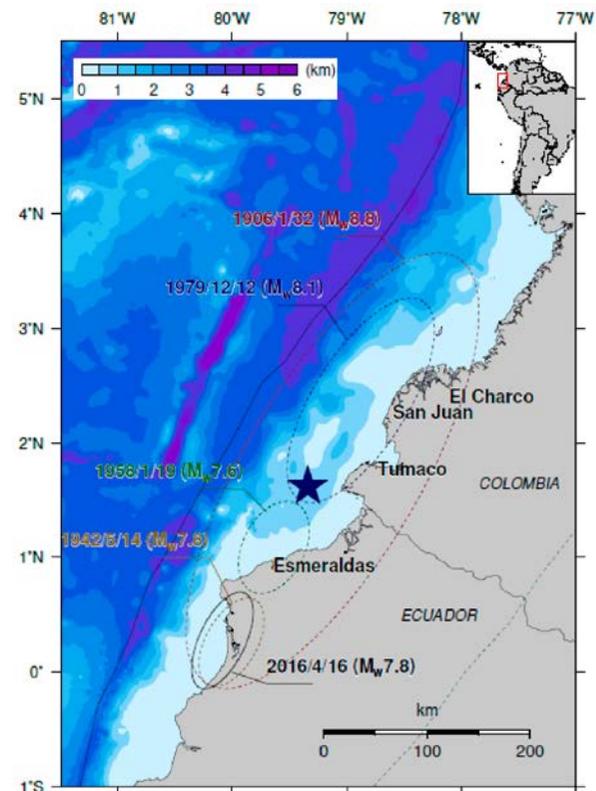
**KEYWORDS:** Colombian Pacific, tsunami, Juradó, Ciudad Mutis, Buenaventura, Juanchaco, Tumaco, Curay.

## INTRODUCCIÓN

Los tsunamis son considerados procesos geológicos cosísmicos secundarios, generadores de evidencia paleosísmica (McCalpin, 2009). La gran mayoría son producidos por eventos sísmicos de magnitudes superiores a 7.0 Mw, que generalmente se presentan como súbitos movimientos tectónicos a lo largo de la zona de subducción. Los tsunamis son fenómenos que ocurren con poca frecuencia, pero que representan un peligro mayor que los terremotos, huracanes y tornados (Birkmann *et al.*, 2010). En el Pacífico colombiano, específicamente en la parte sur, han ocurrido cuatro terremotos significativos durante el último siglo XX, algunos de ellos han ocasionado numerosas pérdidas de vidas humanas, prueba de ello fueron los eventos ocurridos en el año de 1906 con una magnitud estimada de 8.4 Mw - 8.6 Mw (Pulido, Yoshimoto y Sarabia, 2019) (AGU, this meeting), y el gran terremoto de Tumaco en 1979 (8.2 Mw); también se conoce el evento de 1942 con 7.8 Mw, y 1958 con 7.6 Mw (Chlieh *et al.*, 2014).

El evento del 31 de enero de 1906 ha sido considerado como un megaterremoto ocurrido en la interfaz de las placas de Nazca y Sudamérica. Aunque recientemente, los procesos para definir la fuente del terremoto han sido reexaminados, como es el caso de Pulido *et al.* (2019), quienes analizaron una distribución de deslizamiento principalmente cerca de la trinchera y una magnitud de momento menor que las estimaciones citadas en trabajos anteriores como (Kanamori y McNally, 1982; Kelleher, 1972). La primera estimación de la magnitud del momento para el terremoto de 1906 fue de 8.8 Mw, basado en el área de ruptura deducida de la distribución de réplicas por Kelleher (1972) y Kanamori y McNally (1982), que también propuso el modelo de aspereza en el que el terremoto de 1906 fue el resultado de la ruptura combinada de los segmentos que se

había roto durante los eventos de 1942, 1958 y 1979 (Figura 1).



**Figura 1.** Las elipses discontinuas muestran los terremotos históricos a lo largo de la zona de subducción de Nazca en Ecuador-Colombia. La estrella azul muestra el epicentro del gran terremoto de 1979 en Tumaco. El terremoto de Ecuador 2016 se muestra en una elipse negra sólida (Adriano *et al.*, 2017).

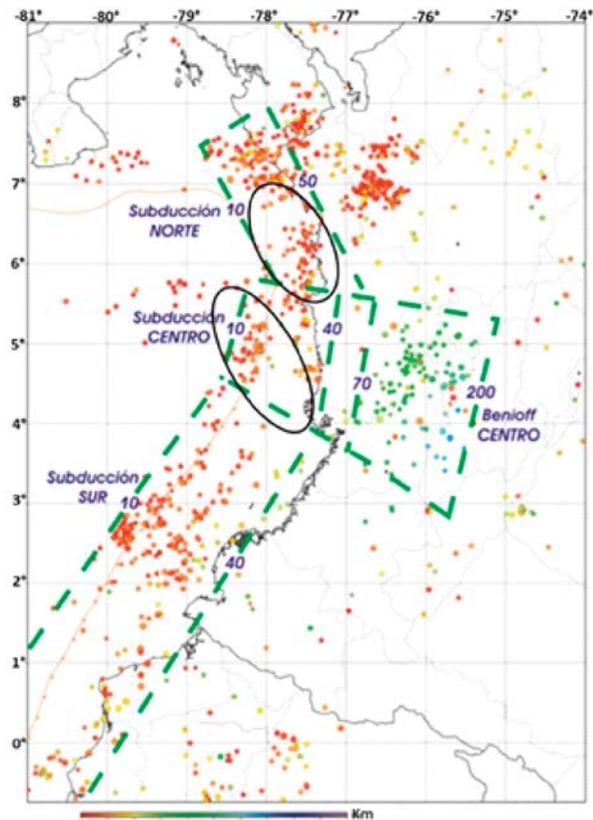
La magnitud del momento del terremoto de 1906 ha sido reevaluado por varios autores que arrojan valores mucho más pequeños como 8.5 Mw, por Okal (1992), y 8.6 Mw por Ye *et al.* (2016) del análisis de ondas superficiales. Yoshimoto *et al.* (2017) obtuvieron el primer modelo de deslizamiento finito del terremoto de 1906 mediante el uso de registros históricos

de tsunami de este evento en Honolulu, San Francisco y Ayukawa, Japón. Se sintieron grandes intensidades macrosísmicas observadas en la escala EMS98, en una región que abarcó 260 km desde la provincia de Esmeraldas, en el norte de Ecuador, hasta los departamentos de Nariño y Cauca, en el suroeste de Colombia (Sarabia y Cifuentes, 2007). Según estimación de la EMS98, el terremoto dejó 4 muertos en la isla de Boca Grande en Tumaco, departamento de Nariño; en Buenaventura, departamento del Valle del Cauca, se reportaron varias casas ligeramente dañadas, y un nivel del mar inusualmente bajo. De igual manera se sintieron varias réplicas hasta el 17 de marzo. En Esmeraldas, norte de Ecuador, se reportaron varias muertes, 30 casas destruidas y una fuerte evidencia de procesos de licuefacción. Sin embargo, se cree que los daños materiales y humanos de este evento son mayores a los reportados. En (Soloviev y Go, 1984) se estima que murieron alrededor de 1 500 personas a causa del terremoto de 1906.

En cuanto a la actividad sísmica del bloque norte del Pacífico colombiano se considera un patrón sismotectónico con las siguientes características: como primera instancia una región ubicada frente a la costa norte del departamento del Chocó, con azimut de 310° y longitud de 170 km; se encuentra limitado al norte contra una pequeña elevación en la zona de falla de Jordán y al sur se localiza frente a Cabo Corrientes, lugar donde converge la falla Hey, límite sinistral entre la placa de Nazca y el bloque Coiba; la sismicidad más cercana a la fosa es de carácter superficial (<60 km) y presenta un aumento en la profundidad con dirección hacia el noreste y concentrada hacia los extremos del segmento, siendo este segmento el causante de registrar sismos de magnitud importante, como el ocurrido el 20 de enero de 1904, con un máximo reportado de 7.4 Mw (Ojeda y Pérez, 2005).

En la Figura 2 se muestra el registro total de la sismicidad en la zona del litoral Pacífico colombiano y se establecen tres subfuentes, bloque norte, centro y sur (SUBN, SUBC y SUBS), comprendidas como segmentos de la fuente inicial (Ingeominas-Dagma, 2005). Las fuentes sismotectónicas establecidas se representan como estructuras geométricas poligonales. También se identifican dos zonas con círculos negros ubicados en la región SUBN y SUBC del Pacífico colombiano, que

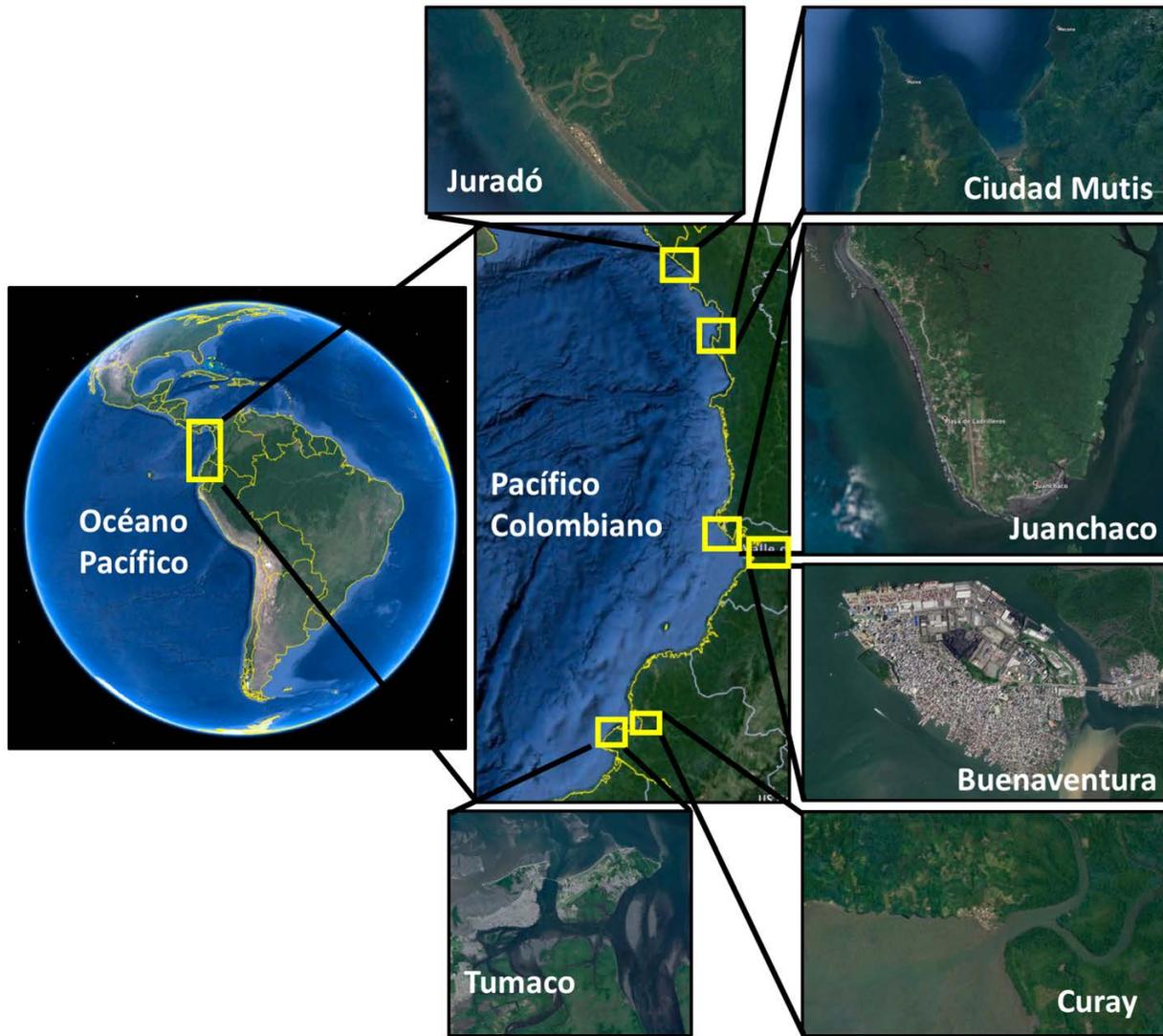
concentran la mayor parte de la actividad sísmica cercana a la costa.



**Figura 2.** Fuentes asociadas al proceso de subducción definidas en el Modelo Sismotectónico para el proyecto MZSCali. (Ingeominas-Dagma, 2005).

## ÁREA DE ESTUDIO

La región del Pacífico colombiano (Figura 3) se encuentra ubicada al occidente del país, colindante con el océano Pacífico, de donde toma su nombre. Al norte limita con Panamá, al sur con Ecuador, al oriente por la cordillera Occidental de los Andes colombianos y al occidente por el océano Pacífico. En el presente estudio se evaluó la amenaza por tsunami en seis centros poblados ubicados a lo largo del litoral Pacífico colombiano: Tumaco, Curay, Buenaventura, Juanchaco, Ciudad Mutis y Juradó. Los centros poblados mencionados fueron seleccionados teniendo en cuenta que cumplieran alguno de los siguientes criterios: ubicación geográfica, densidad poblacional, cercanía a la fuente potencial de tsunami, patrón sismotectónico y las características morfológicas del terreno.



**Figura 3.** Área general de estudio Pacífico colombiano.

El municipio de Tumaco está ubicado en las coordenadas  $1^{\circ}49'37''$  N  $78^{\circ}44'07''$  O, en el departamento de Nariño, al sur de Colombia. Se proyectó que Tumaco tendría 217.079 habitantes en 2019 (DANE, 2005) y fue establecido en 2018 como un distrito especial, industrial, biodiverso y de ecoturismo. En el mismo departamento se encuentra la población de Bocas de Curay, ubicada a  $1^{\circ}53'58''$  N  $78^{\circ}33'12''$  O, vereda perteneciente al municipio de San Andrés de Tumaco. Geomorfológicamente ambas

poblaciones están compuestas de costas bajas o depositacionales pasivas, con alta presencia de geoformas como islas barreras, tómbolos, deltas, lagunas, estuarios y playas (Bermúdez, Álvarez y Niño, 2014).

Por otro lado, Buenaventura, ubicada a  $3^{\circ}53'24''$  N  $77^{\circ}04'45''$  O, con aproximadamente 432 385 habitantes (DANE, 2005), es el principal puerto marítimo de Colombia, además de ser nombrado oficialmente como distrito especial, industrial, portuario, de biodiverso y ecoturismo,

y así mismo, es considerado uno de los diez puertos más importantes de América Latina porque mueve más del 53 % del comercio internacional del país (Pérez, 2007). Su casco urbano está asentado sobre varias geofomas (colinas y lomas, plataformas intermareales vegetadas, planos de inundación e islas) en las cuales el común denominador son las coberturas vegetales que se encuentran a lo largo de la bahía (manglares, bosque denso alto de tierra firme). Por su parte, Juanchaco se encuentra situado en las coordenadas 3°55'42" N 77°21'22" O, al norte de Bahía Málaga, departamento del Valle del Cauca, más exactamente a 45 min de Buenaventura. Tiene gran presencia de acantilados, debido a las variaciones locales del nivel relativo del mar, producto de la acción neotectónica y la transgresión durante el Holoceno (Castro, 2019). La evolución de estos acantilados depende principalmente de la dinámica del océano Pacífico y por la bioerosión de los estratos. Estos acantilados pueden alcanzar desde 1 m hasta 30 m de altura, pero solo entre los 3 m y 4 m inferiores se encuentran descubiertos, debido a que, el resto está cubierto por vegetación de selva húmeda muy espesa (Castro, 2019).

Ciudad Mutis es la cabecera municipal de Bahía Solano, ubicada en 6°13'25" N 77°24'15" O, en el departamento de Chocó, con una proyección a 2011 de 4651 habitantes (DANE, 2005). En esta población se ubica el principal aeropuerto de la zona, el muelle de carga más grande de los municipios costeros y uno de los centros de salud con mejor infraestructura. En el mismo departamento se evaluó la población de Juradó, municipio colombiano ubicado en 7°06'10" N 77°45'44" O, en la costa Pacífica norte, a 95 km de Bahía Solano y es limítrofe con Panamá. La población de 5 322 habitantes en 2005 (DANE, 2005). La cabecera municipal de Juradó se halla ubicada a orillas del mar Pacífico, en un territorio insular que determinan la desembocadura de los ríos Juradó y Apartadó, los cuales luego de unirse se separan para desembocar en dos bocanas de acceso al mar (Defensoría del Pueblo, 2016).

## METODOLOGÍA

La evaluación de la amenaza se fundamentó en la aplicación del método determinista a partir de modelación numérica de escenarios de

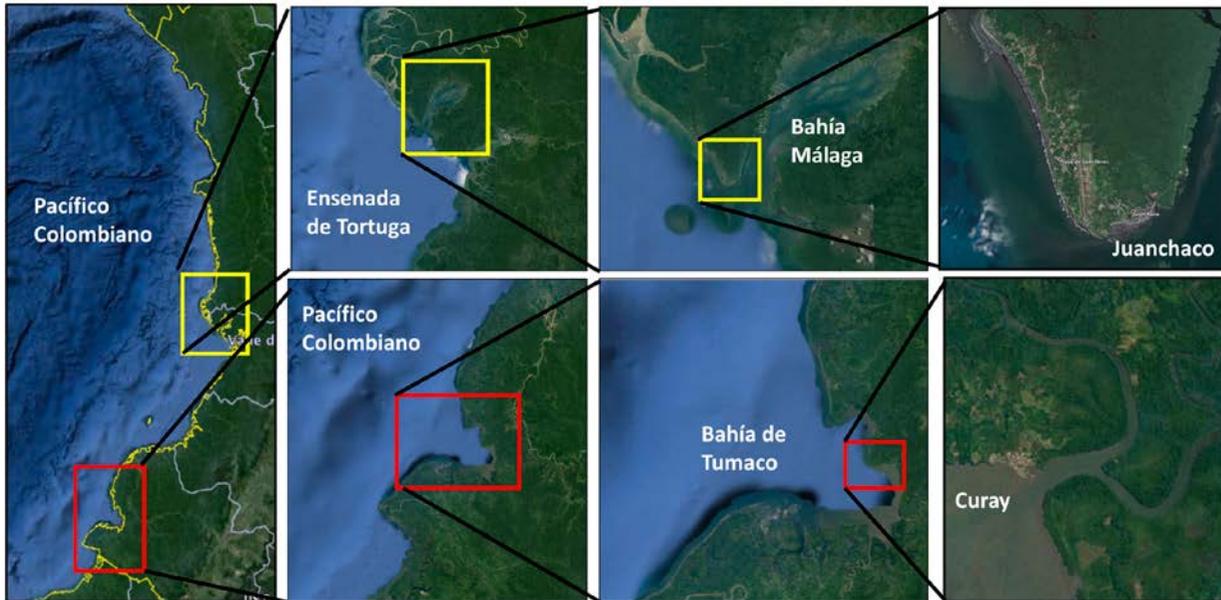
tsunami, tomando como fuentes eventos sísmicos extremos, determinados a partir de búsqueda bibliográfica de diferentes estudios científicos y catálogos sísmicos que permiten inferir y analizar temas como la sismicidad histórica, geodinámica y sismotectónica del Pacífico colombiano.

### **Dominios de cálculo**

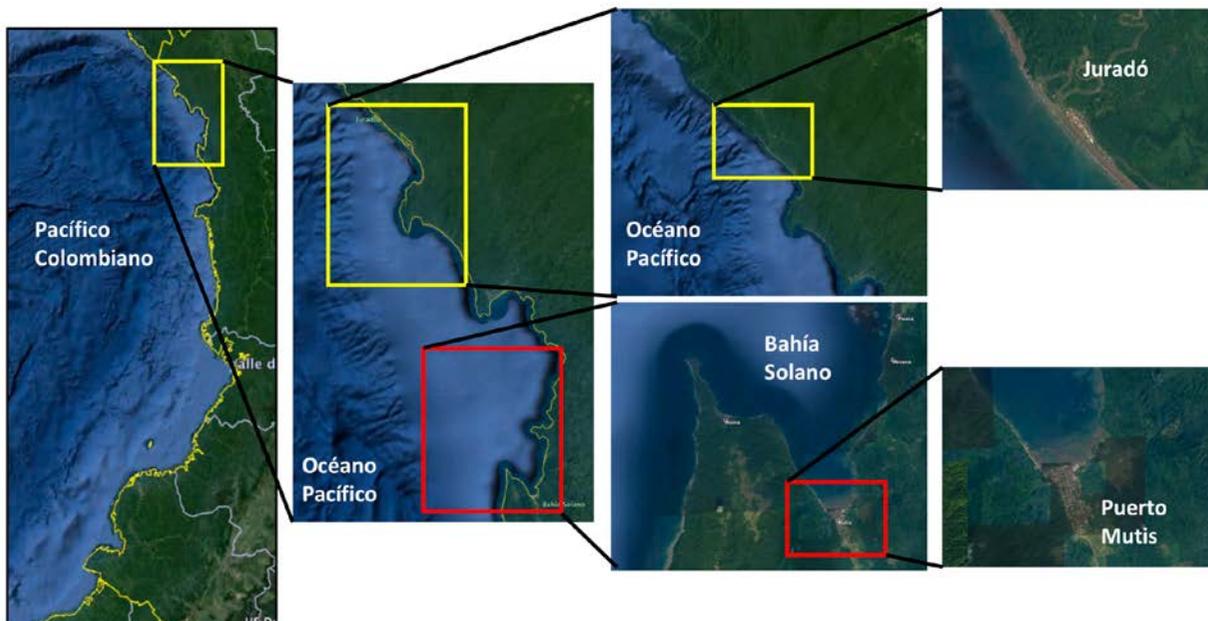
Para definir las zonas de estudio es necesario contar con la mayor cantidad de información topográfica y batimétrica posible, con la finalidad de fin de generar los dominios computacionales que serán los parámetros de entrada en el modelo numérico a emplear. Estos arreglos contienen la información necesaria para representar la geomorfología tanto del suelo como del lecho marino para toda la zona de estudio que, posteriormente, se acoplará en un conjunto de rejillas en distintos niveles de anidación. Dichas rejillas o mallas computacionales son introducidas en el modelo numérico.

Los dominios computacionales deben integrar la información topográfica y batimétrica del suelo y el fondo marino. La información batimétrica y de mareas fue proporcionada por el Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas del Pacífico (CCCCP), que se rige por los estándares específicos establecidos por el Servicio Hidrográfico Nacional (SHN). Los datos empleados en los dominios de detalle en las áreas donde se evalúa el impacto del tsunami tienen una resolución de hasta 10 m. En aguas más profundas se utilizó la Carta Batimétrica General de los Océanos (Gebco) a una resolución original de 30" de arco. Los datos topográficos para las rejillas computacionales de alta resolución se obtuvieron de la información adquirida a partir de sensores remotos (LiDAR, *Light Detection and Ranging*, por sus siglas en inglés), proporcionada por la Dirección General Marítima (Dimar) a una resolución de  $\pm 30$  cm. Estos datos se extrapolaron a una resolución de la cuadrícula de 10 m.

El arreglo computacional correspondiente a la evaluación de tsunami en las poblaciones de Juanchaco y Curay se ilustra en la Figura 4. La Figura 5 representa el arreglo para Juradó y Ciudad Mutis. Por su parte, las figuras 6 y 7 corresponden a las poblaciones de Buenaventura y Tumaco.



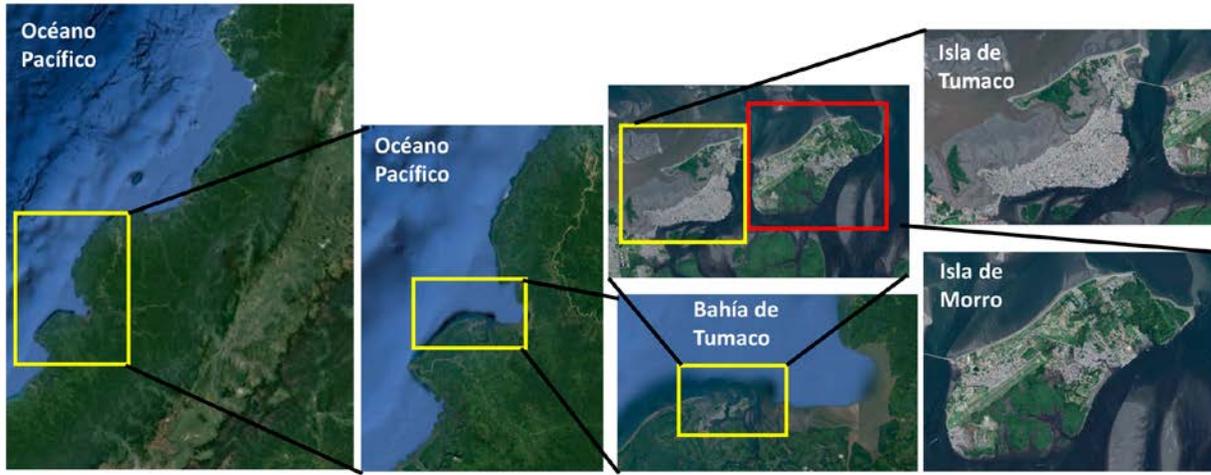
**Figura 4.** Arreglo de mallas computacionales correspondiente a Juanchaco y Curay, mediante los parámetros definidos en la Tabla 1.



**Figura 5.** Arreglo de mallas computacionales correspondiente a Juradó y Ciudad Mutis, mediante los parámetros definidos en la Tabla 1.

**Tabla 1.** Características del arreglo de mallas computacionales, las coordenadas están en WGS84.

Localidad	Malla	Área	Límite inferior izquierdo Comprendida	Límite superior derecho	No. Nodos en X	No. Nodos en Y
JURADÓ	30m	Casco urbano de Juradó	-77.7932 ; 7.0820	-77.7407 ; 7.1237	190	151
	90m	Bahía Humboldt	-78.1818 ; 6.0509	-77.2668 ; 7.1684	1128	1378
	270m	Norte del Departamento de Chocó	-78.5518 ; 5.7784	-77.1118 ; 7.1959	592	582
	810m	Pacífico	-83.0143 ; -1.4291	-76.7881 ; 7.3656	853	1205
CIUDAD MUTIS	30m	Casco urbano Ciudad Mutis	-77.41523 ; 6.1960	-77.3792 ; 6.2560	130	217
	90m	Bahía Solano	-77.7769 ; 6.0757	-77.3269 ; 6.3282	541	304
	270m	Norte del Departamento de Chocó	-78.5508 ; 5.7777	-77.1108 ; 7.1951	577	568
	810m	Pacífico	-83.0158 ; -1.4248	-76.7833 ; 7.3727	832	1174
JUANCHACO	30m	Casco urbano Juanchaco	-77.3770 ; 3.9160	-77.3362; 3.9452	148	106
	90m	Bahía Málaga	-77.5180 ; 3.8627	-77.1430 ; 4.0877	451	271
	270m	Municipio de Buenaventura	-78.0023 ; 3.2237	-76.8923 ; 4.3037	445	433
	810m	Pacífico	-83.0100 ; -1.4924	-76.8000 ; 6.7425	851	1128
CURAY	30m	Casco urbano Curay	-78.5681 ; 1.8895	-78.5389 ; 1.907	108	65
	90m	Bahía de Tumaco	-79.1109 ; 1.3378	-78.2409 ; 2.4554	1073	1378
	270m	Municipio de Tumaco	-79.3275; 1.3351	-78.2475 ; 2.4601	444	463
	810m	Pacífico	-83.0100 ; -1.4924	-76.8000 ; 6.7425	851	1128



**Figura 6.** Arreglo de mallas computacionales correspondiente a Tumaco, mediante los parámetros definidos en la Tabla 2.



**Figura 7.** Arreglo de mallas computacionales correspondiente a Buenaventura, mediante los parámetros definidos en la Tabla 2.

**Tabla 2.** Características del arreglo de mallas computacionales, las coordenadas están en WGS84.

Localidad	Malla	Área	Límite inferior izquierdo Comprendida	Límite superior derecho	No. Nodos en X	No. Nodos en Y
ISLA DEL MORRO	10m	Isla del Morro	-78.7570 ; 1.8030	-78.7212 ; 1.8360	399	366
	30m	Bahía interna de Tumaco	-78.8403 ; 1.7756	-78.7062 ; 1.8549	498	294
	90m	Bahía de Tumaco	-79.0018 ; 1.7215	-78.5221 ; 1.9080	594	225
	270m	Bloque sur Pacífico Colombiano	-79.2901 ; 1.2025	-77.5210 ; 3.0490	729	759
	810m	Pacífico	-81.8065 ; -1.0002	-76.9587 ; 4.1045	666	699
BUENAVENTURA	10m	Isla Cascajal	-77.0879 ; 3.8703	-77.0559 ; 3.8952	357	276
	30m	Bahía interna de Buenaventura	-77.1075 ; 3.8473	-77.0422 ; 3.9139	243	246
	90m	Bahía de Buenaventura	-77.2382 ; 3.7471	-77.0037 ; 3.9422	291	240
	270m	Bloque sur Pacífico Colombiano	-77.4503 ; 3.4204	-76.9876 ; 3.9976	192	237
	810m	Pacífico	-81.8039 ; -1.0005	-76.9612 ; 4.1050	669	699

### Definición escenario sísmico

La definición del escenario sísmico se realizó teniendo en cuenta diferentes factores entre los cuales se destacan los rangos de variación de los parámetros geométricos en el litoral Pacífico colombiano (Beck y Ruff, 1984; Collot, Charvis, Gutscher y Operto, 2004; Gutscher, Malavieille, Lallemand y Collot, 1999), estudios de prospección geofísica y sísmica desarrollados en el margen colombo-ecuadoriano (Collot, Charvis, Gutscher y Operto, 2002; Collot *et al.*, 2004) y reportes históricos de catálogos (Harvard, 2005). Aunque en el momento se están desarrollando nuevos modelos basados en el análisis de la inversión lineal de las formas de onda del tsunami de los eventos de 1906 y 1979 registradas en las distintas estaciones mareográficas, además de modelos de deslizamiento de longitud de onda de banda ancha apropiados para la generación de movimientos fuertes que sirvan como fuentes de tsunami en el margen de subducción del Pacífico colombo-ecuadoriano (Poveda y Pulido, 2019), Yoshimoto *et al.* (2017), Adriano *et al.* (2017).

Estos modelos no se tendrán en cuenta debido a que no se establecieron en los alcances del presente estudio, por tanto, se espera que una vez estén publicados los artículos se realice una actualización de los escenarios que permitan realizar una comparación con los resultados obtenidos aquí.

De este modo, se decide establecer dos escenarios sísmicos precursores de tsunami, uno en la zona SUBN y otro en la zona SUBS. Se define el escenario sísmico extremo precursor de tsunami en el sur del Pacífico colombiano, con características similares al evento de 1906 (Swenson y Beck, 1996; Tovar, Eraso, Arcila y Sarabia, 2014; Kanamori y McNally, 1982).

El parámetro de la fuente sísmica que más estrechamente se relaciona con su potencial tsunamigénico es el momento sísmico  $M_0$  (Kanamori y Anderson, 1975) que cuantifica la energía sísmica liberada. Para el caso en estudio se calcula el momento sísmico a partir de la relación propuesta por Hanks y Kanamori (1979), ecuación eq: (1).

$$\text{Log } M_o = 1.5M_w + 9.1 \quad (1)$$

La magnitud de momento máxima reportada para el segmento sur de la zona de subducción colombo-ecuatoriana es de 8.8 Mw (Kanamori y McNally, 1982; Otero Restrepo y González, 2014; Tovar *et al.*, 2014). Este valor coincide con la magnitud reportada para el evento de 1906 y se sustenta con base en estudios de prospección geofísica y sísmica, desarrollados por Collot *et al.* (2002) y Collot *et al.* (2004).

A partir de una magnitud de 8.8 Mw y la ecuación (1) se establece un momento sísmico de  $M_o = 2.0 \times 10^{22}$  Nm, el cual es igual al reportado por Kanamori y McNally, 1982. De esta manera se calcula el desplazamiento vertical utilizando la relación de momento sísmico dada por Kanamori y Anderson (1975).

$$M_o = \mu DA \quad (2)$$

Donde,

$\mu$  representa la rigidez del medio aproximadamente igual a  $3.7 \times 10^{10}$  N/m<sup>2</sup>

reportado por (Sanclemente, Ioulalen y Navarrete, 2010).

**D** representa el desplazamiento medio vertical en metros.

**A** es el área de ruptura del sismo en unidades de km<sup>2</sup>.

Tomando el valor de 67 500 km<sup>2</sup> como el área de ruptura del sismo de la zona SUBS (Rhean *et al.*, 2010), apoyado en las relaciones empíricas propuestas por (Wells y Coppersmith, 1994). Se obtiene una longitud y ancho de la falla de 581 km y 116 km, respectivamente. Lo que permite deducir un desplazamiento vertical promedio de 8.06 m para un evento sísmico de 8.8 Mw, a partir de la ecuación (2).

La Tabla 3 resume los parámetros sísmicos y focales implementados para representar los eventos tsunamigénicos que permitirán establecer las posibles zonas de inundación en las poblaciones de Tumaco, Curay, Buenaventura y Juanchaco. Estas poblaciones fueron seleccionadas para evaluarse en la zona SUBS debido a su cercanía con el epicentro de la fuente sísmica.

**Tabla 3.** Escenario sísmico precursor de tsunami en la zona de subducción.

Fuente	Epicentro	Magnitud (Mw)	Profundidad (Km)	Área de ruptura (Km <sup>2</sup> )	Strike (°)	Dip	Rake	Deslizamiento (m)
Zona de Subducción	1.88N -79.25W	8.8	10	581 x 116	31	25	129	8.06

Para el escenario de la zona norte (SUBN) González y Otero (2010) proponen el escenario de la Tabla 4, definido a partir de la identificación de aquellas fuentes sísmicas con potencial destructivo

del catálogo Harvard CMT. Este escenario es seleccionado para evaluar la amenaza por tsunami en las poblaciones de Juradó y Ciudad Mutis.

**Tabla 4.** Escenario sísmico precursor de tsunami en la zona de subducción.

Fuente	Epicentro	Magnitud (Mw)	Profundidad (Km)	Área de ruptura (Km <sup>2</sup> )	Strike (°)	Dip	Rake	Deslizamiento (m)
Arusi - Cabo Marzo	6.12N - 77.65W	7.96	15	147 x 73	349	14	53	4.2

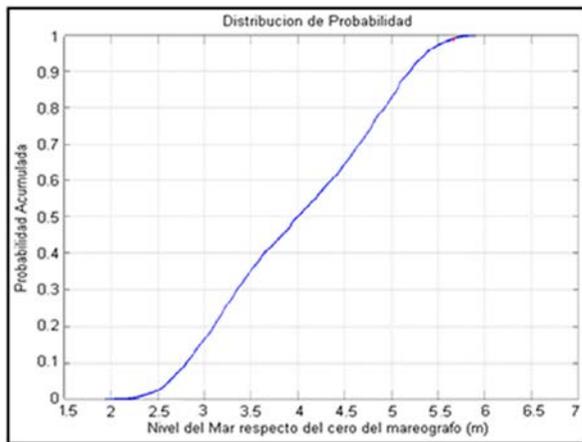
Se definen los escenarios de las tablas 3 y 4 a partir del análisis de los resultados mencionados, por medio de los cuales se garantiza el peor escenario creíble de un posible evento tsunamigénico para el bloque norte y bloque sur del Pacífico colombiano, tomado de la definición del patrón sismo-tectónico y el análisis del comportamiento sísmico a través de los años de cada uno de los bloques.

**Nivel de marea**

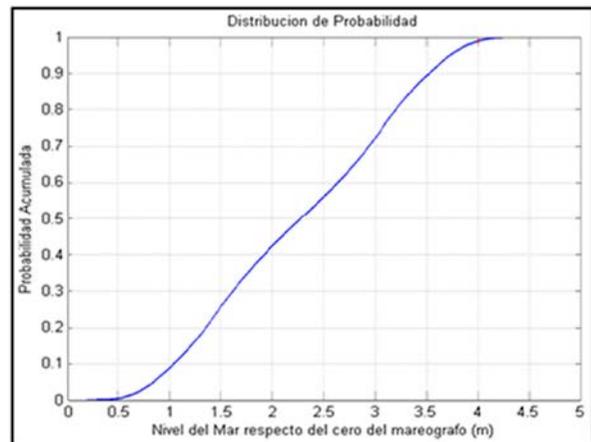
Se empleó la metodología desarrollada en el Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas del Pacífico (CCCP) (Vásquez, Iriarte y Sánchez, 2018) con el fin de determinar las cotas máximas de inundación para las poblaciones evaluadas cuando no se cuenta

con registros instrumentales, y de esta manera obtener de forma probabilística un estimado del comportamiento del nivel del mar para estas áreas. La metodología empleada para la obtención de los resultados tiene como base el análisis por separado de la marea astronómica, mediante un análisis armónico, modelos numéricos de propagación y generación de marea, y, de otro lado, la marea meteorológica generada a partir de métodos indirectos basados en técnicas de Montecarlo debido al carácter aleatorio de la misma.

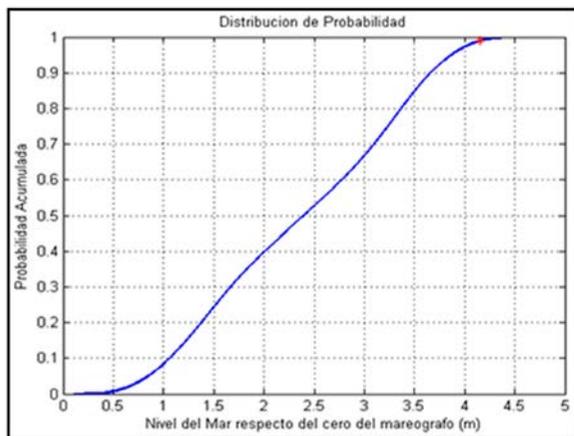
A partir de Vásquez *et al.* (2018) se extrajeron los regímenes medios del nivel del mar (Figura 8), obtenidos para las poblaciones de Juradó, Ciudad Mutis, Buenaventura, Juanchaco, Curay y Tumaco.



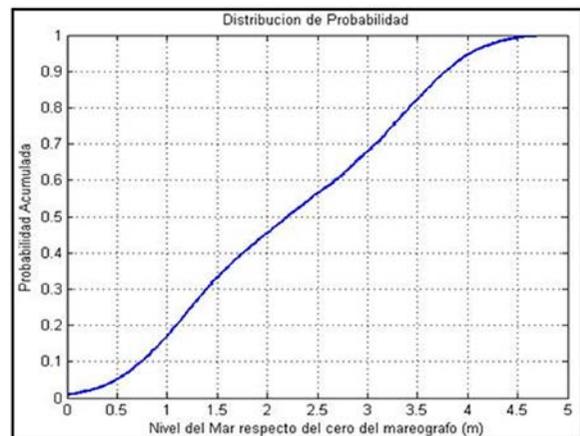
(a) Juradó



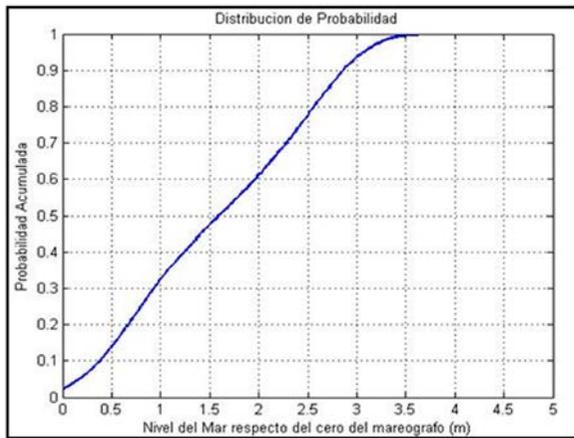
(b) Ciudad Mutis



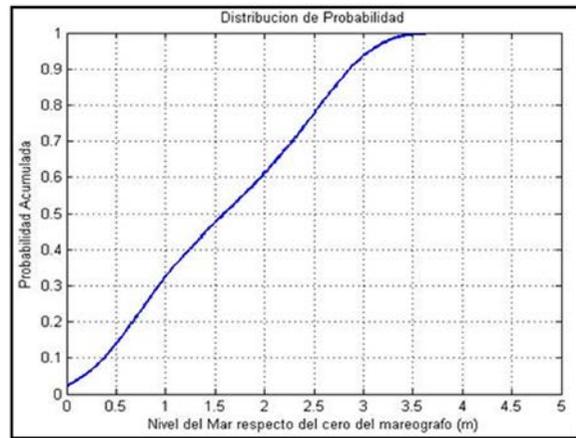
(c) Juanchaco



(d) Buenaventura



(e) Casco urbano de Curay



(f) Tumaco

**Figura 8.** Régimen medio determinado para las áreas analizadas.

En sitios como las bahías de Tumaco, Buenaventura y Juradó en la costa Pacífica colombiana, donde el rango mareal varía desde 3 m hasta 5 m, es importante tener en cuenta el nivel medio del mar en la simulación de tsunami, toda vez que el nivel del mar es una variable

que influye fuertemente en la altura del tsunami (Guerrero y Sánchez, 2016; Otero *et al.*, 2014).

En la Tabla 5 se recopilan los niveles de marea, alta, media y baja, extraídos a partir del análisis del régimen medio de cada zona evaluada.

**Tabla 5.** Niveles de marea de cada zona de interés en metros.

Zona de interés	Nivel marea alta [m. s. n. m.]	Nivel marea media [m. s. n. m.]	Nivel marea baja [m. s. n. m.]
Juradó	5.17	4.00	3.11
Ciudad Mutis	3.52	2.28	1.35
Juanchaco	4.54	3.21	0.08
Buenaventura	4.8	3.26	1.0
Curay	2.72	1.64	0.72
Tumaco	3.60	2.50	0.80

### Propagación e inundación

Para simular la generación, propagación e impacto de tsunamis de campo cercano en el área costera se empleó el modelo TUNAMI-N2 (Imamura, Cetvet y Ozyurt, 2006). Introducido por el Dr. Fumihiko Imamura, profesor del Laboratorio de Ingeniería de Tsunamis (DCRC) de la Escuela Graduada de Ingeniería, de la Universidad de Tohoku, para la simulación de los escenarios de tsunami, desde su etapa de generación, propagación e inundación. El área

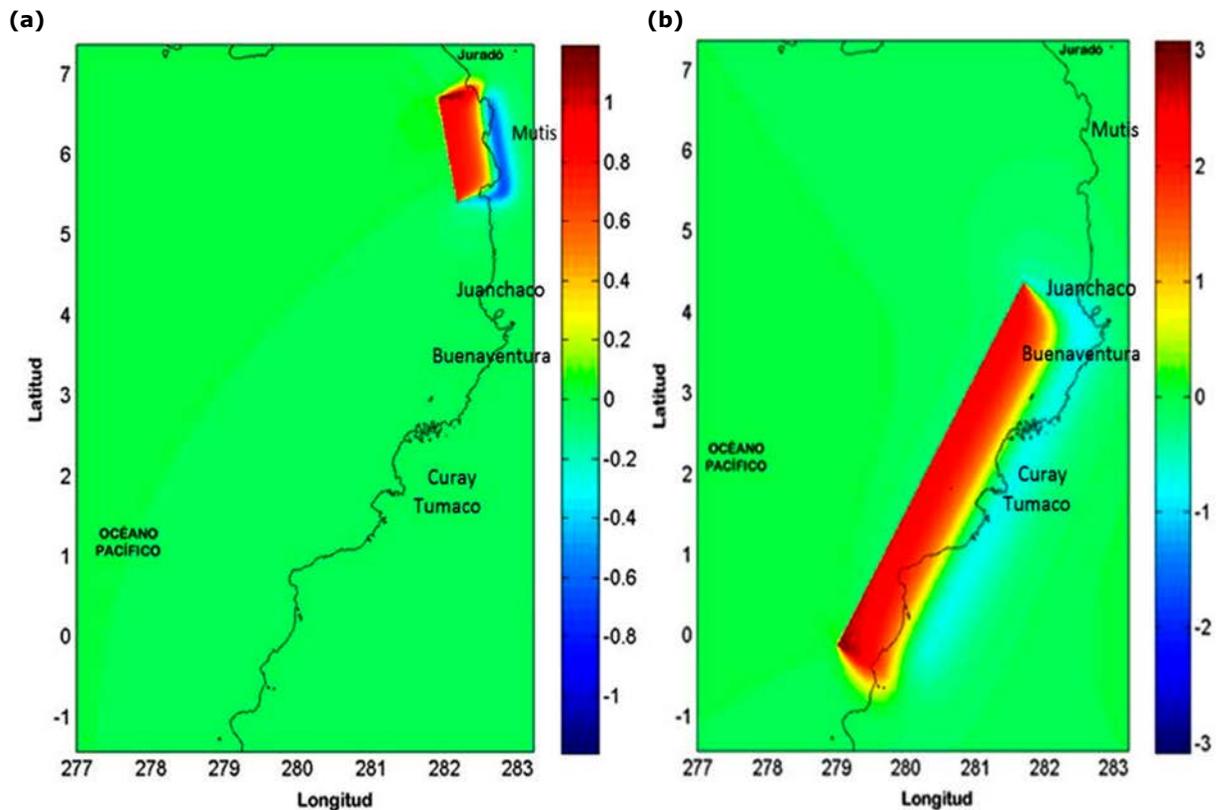
de estudio debe ser representada integrando información topográfica y batimétrica de la tierra y el fondo marino, respectivamente. Por lo tanto, para la simulación se utilizaron cinco cuadrículas computacionales en diferentes niveles de anidamiento, como se representa en las figuras 4 a la 7. Estas cuadrículas computacionales sirven como entrada al modelo para reproducir un tsunami en el área de estudio y se rigen por un sistema de ecuaciones: teoría lineal en aguas profundas, teoría de aguas poco profundas en aguas poco profundas y el *run-up* en tierra.

El modelo TUNAMI-N2 calcula la deformación del fondo marino producido por el evento sísmico, utilizando el modelo de deformación elástica propuesto por (Okada, 1992). A partir de parámetros característicos del sismo tales como magnitud sísmica, orientación, dimensiones y movimiento de la falla. Esta formulación tiene en cuenta la ausencia de puntos singulares y discontinuidades en sus funciones, mostrándola de mayor aceptación y relativamente fácil aplicación. Lo cual es consistente con admitir que el desplazamiento del fondo es igual al de la superficie libre del agua (Geist y Dmowska, 1999; Geist, 1998). Para simular la etapa de propagación del evento tsunamigénico se aplica la teoría lineal en aguas profundas utilizando grillas constantes (Imamura *et al.*, 2006). Los escenarios de tsunami se configuraron con un tiempo de modelación total de 4 horas para las poblaciones de Tumaco y Buenaventura, y un tiempo total de 6 horas para Juradó, Ciudad Mutis, Juanchaco y Curay.

Finalmente, la fase de inundación se evalúa en la cuadrícula computacional más interna, con un espacio entre celdas de 10 m utilizando, la teoría de aguas poco profundas. Las cuadrículas con celdas de 10 m representan los centros poblados que se evaluarán.

## RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Se realizó la generación, propagación e inundación de los escenarios sísmicos a partir de los parámetros plasmados en las tablas 3 y 4. Se seleccionó la altura de tsunami como la variable para la evaluación de la amenaza por tsunami medido desde el nivel medio del mar. La Figura 9 representa la deformación inicial del lecho marino generada por cada uno de los escenarios sísmicos evaluados; la Figura 9a es el resultado del escenario Arusí-Cabo Marzo y la Figura 9b de la zona de subducción.



**Figura 9.** Deformación inicial del lecho marino. (a) Escenario Arusí-Cabo Marzo o SUBN. (b) Escenario de zona de subducción o SUBS.

En la Figura 9a se presenta la deformación vertical del fondo marino, con una máxima elevación de 1.2 m y una máxima subsidencia de -1.2 m. En el segmento que abarca la población de Ciudad Mutis la deformación vertical muestra aproximadamente 0 m a 0.2 m de elevación y 0 m a -0.2 m de subsidencia. La elevación y subsidencia es cero en las poblaciones de Juradó.

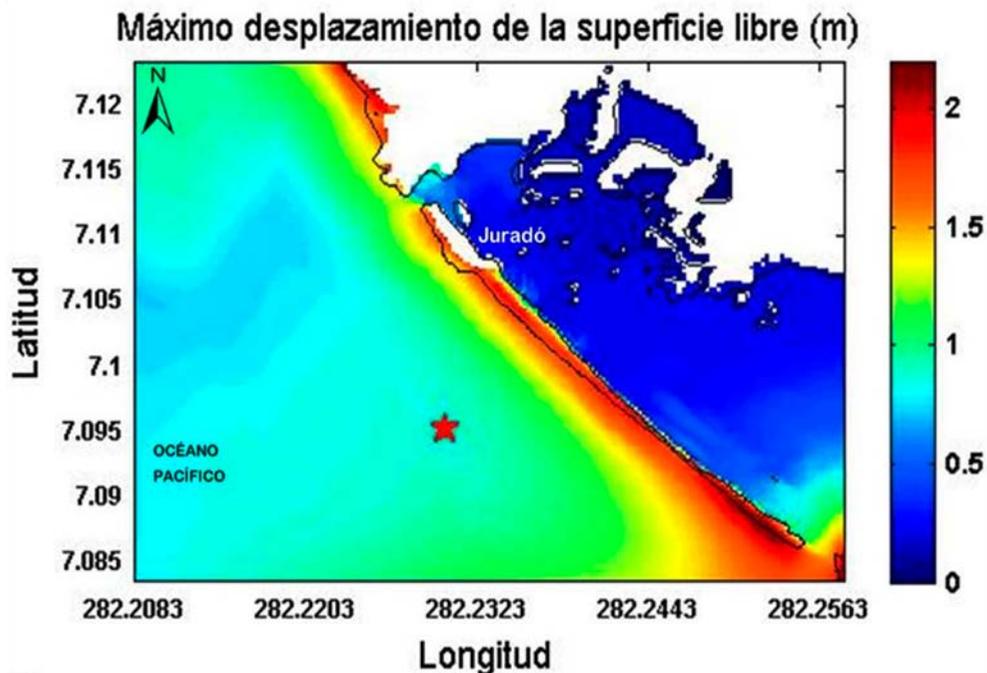
En la Figura 9b se presenta la deformación vertical del fondo marino, con una máxima elevación de 3 m y una máxima subsidencia de -3 m. En el segmento que abarca la población de Tumaco y Curay la deformación vertical muestra aproximadamente 0 m a 0.5 m de elevación y 0 m a -0.5 m de subsidencia. La elevación es de 0 m y la subsidencia -0.5 m es cero en las poblaciones de Buenaventura y Juanchaco. De esta manera es posible inferir que la fuente que genera mayor área de ruptura es el escenario del bloque sur con una elevación del fondo marino de aproximadamente 3 m, mientras que para el bloque norte solo llega a 1 m de elevación.

La definición de la fuente de generación presenta una limitación asociada a la falta de información que permita validar los modelos de

deslizamiento con datos de campo; sin embargo, disponer de una herramienta como la modelación numérica que permita representar la deformación vertical del lecho marino es considerado un avance significativo en este estudio. Y más aun teniendo en cuenta que permite obtener información útil acerca de la distribución de elevaciones y subsidencias generadas por un terremoto precursor de tsunamis.

### Juradó

El escenario de inundación de la Figura 10 es el resultado de deformación inicial de la Figura 9a, donde se observa que el mayor impacto de la onda es recibido por la parte inferior de la barra litoral que alberga la población de Juradó, presentándose alturas superiores a 2 m. Asimismo, la lámina de agua cubre completamente el casco urbano con alturas que van desde los 2 m, en la parte cercana a la costa, hasta 1.3 m, aproximadamente, en las zonas más altas. Lo anterior implica que dicha población es altamente vulnerable ante un posible evento con características focales y sísmicas similares a las de Arusí-Cabo Marzo, debido a la proximidad que presenta con la fuente generadora de tsunami.



**Figura 10.** Propagación e inundación generada por el escenario sísmico ZACM de mayor afectación en el casco urbano de Juradó.

Para la obtención de los mareogramas sintéticos se estableció un punto de interés en aguas someras (10 m de profundidad) próximo a la población de Juradó y a una distancia prudente de la costa (aproximadamente de 2 km), esto con

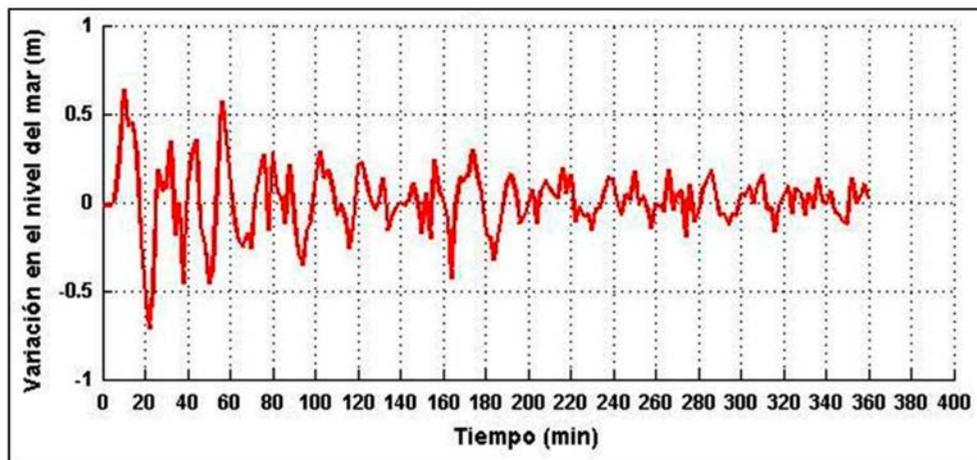
el fin de obtener el tiempo de llegada y altura de la primera onda; insumos relevantes para definir el tiempo que dispone la población para evacuar en caso de tsunami. La posición del mareógrafo sintético se muestra en la Tabla 6.

**Tabla 6.** Ubicación mareograma sintético en la población de Juradó.

Fuente	Longitud [°]	Latitud [°]
Arusí - Cabo Marzo	-77.7698	7.0951

A partir del mareograma sintético (Figura 11) se establece que la primera ola en arribar a la población de Juradó es en aproximadamente 10 min, con una altura de ola de 69 cm siendo esta

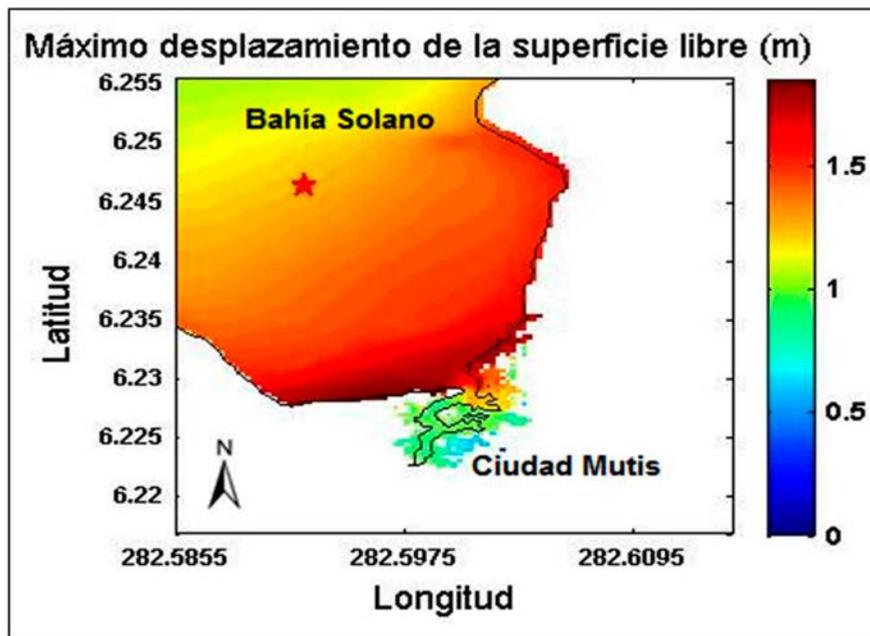
la de mayor amplitud; sin embargo, teniendo en cuenta que el tsunami es un tren de ondas, no se aconseja descuidar la cuarta onda ya que su amplitud es cercana a los 62 cm.



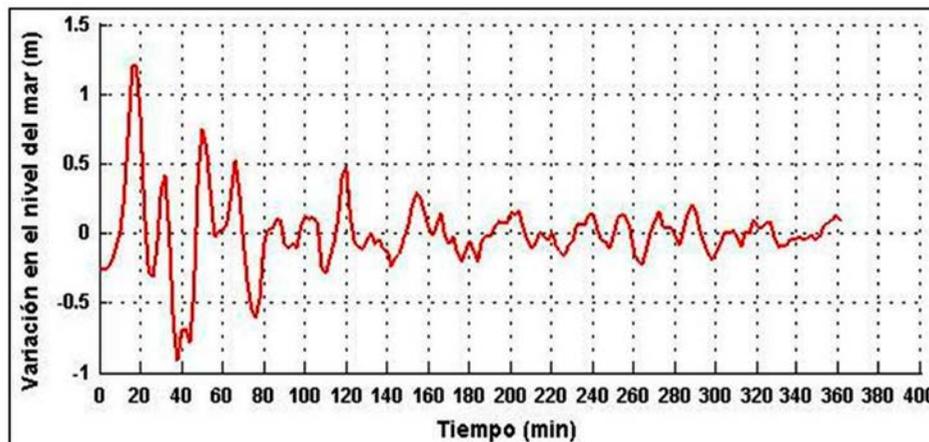
**Figura 11.** Mareograma sintético para el peor escenario creíble, Bloque Norte ZACM, en la población de Juradó.

La inundación sobre la población de Bahía Solano (Figura 12) producida por la deformación del escenario Arusí-Cabo Marzo Figura 9a muestra un valor de lámina de agua inundante de 1.2 m en la entrada de la Bahía, mientras que en la zona donde hay presencia de bajos es de 1.5 m, en cuanto al casco urbano los valores son cerca de 1.3 m, teniendo en cuenta que se trata de un estado de marea alta. Cabe notar

que este escenario genera un impacto relevante en la población de Ciudad Mutis, aunque es de resaltar como se encuentra protegida la bahía por dos salientes rocosas que ayudan a que la población asentada en el oriente y occidente de la costa quede resguardada por la llegada de grandes ondas de tsunami. Por ende se observa cómo la inundación solo se presenta en el frente de la costa y no en sus laterales.



**Figura 12.** Propagación e inundación generada por el escenario sísmico ZACM de mayor afectación en el casco urbano de Ciudad Mutis.



**Figura 13.** Mareograma sintético para el peor escenario creíble, Bloque Norte ZACM, en la población de Ciudad Mutis.

La ubicación del mareógrafo sintético para la población de Mutis se encuentra en aguas someras y en la posición plasmada en la Tabla 7.

**Tabla 7.** Ubicación mareograma sintético en la población de Ciudad Mutis.

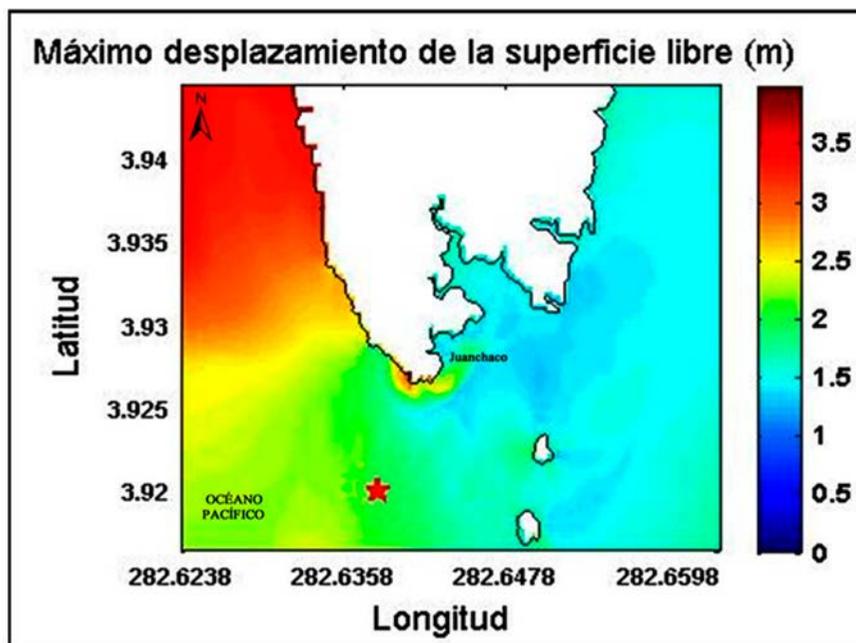
Fuente	Longitud [°]	Latitud [°]
Arusí - Cabo Marzo	- 77.4265	6.247

La Figura 12 presenta las señales sintéticas obtenidas del punto de interés, en ella se aprecia que la primera ola generada por el escenario llega a la población en 16 min, aproximadamente, con una altura de ola de 1.196 m, seguido por un tren de olas de menor amplitud que entra a la bahía y transita por cerca de dos horas hasta que pierden altura.

La Figura 9b corresponde a la deformación inicial del lecho marino, en esta se observa el epicentro y el área afectada por el desplazamiento del fondo una vez se presenta el sismo. Mientras

que la Figura 14 plasma la inundación generada por la propagación del tren de ondas al llegar a la población de Juanchaco, donde su casco urbano recibe ondas de casi 2.5 m en el costado suroeste, las cuales se reflejan en los contornos y llegan al centro poblado, inundándolo con una capa de agua de aproximadamente 1.5 m.

Al igual que en los casos anteriores, se ubicó un mareógrafo virtual en aguas someras próximas a la población de Juanchaco, a una distancia de aproximadamente de 1.5 km, con el fin de obtener el tiempo de llegada y altura de la primera onda.



**Figura 14.** Propagación e inundación generada por el escenario sísmico zona de subducción de mayor afectación en el casco urbano de Juanchaco.

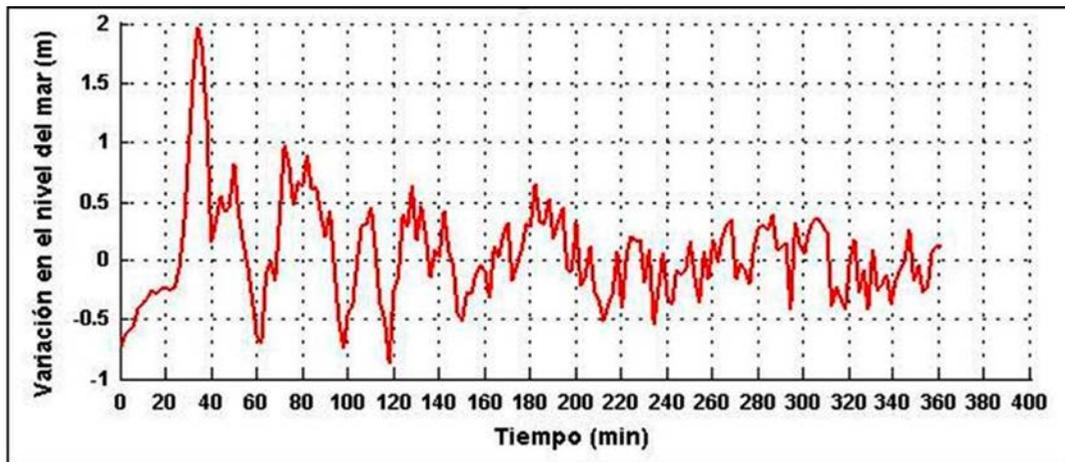
Asimismo, se estableció el punto del mareógrafo sintético (Tabla 8), visualizado en forma de estrella en los escenarios de inundación.

**Tabla 8.** Ubicación mareógrafo sintético para la población de Juanchaco.

Fuente	Longitud [°]	Latitud [°]
Zona de subducción	-77.3617	3.9201

A partir del mareograma de la Figura 15 se observa una primera ola que llega a la población de Juanchaco con altura cercana a los 2 m en aproximadamente 35 min después de ocurrido

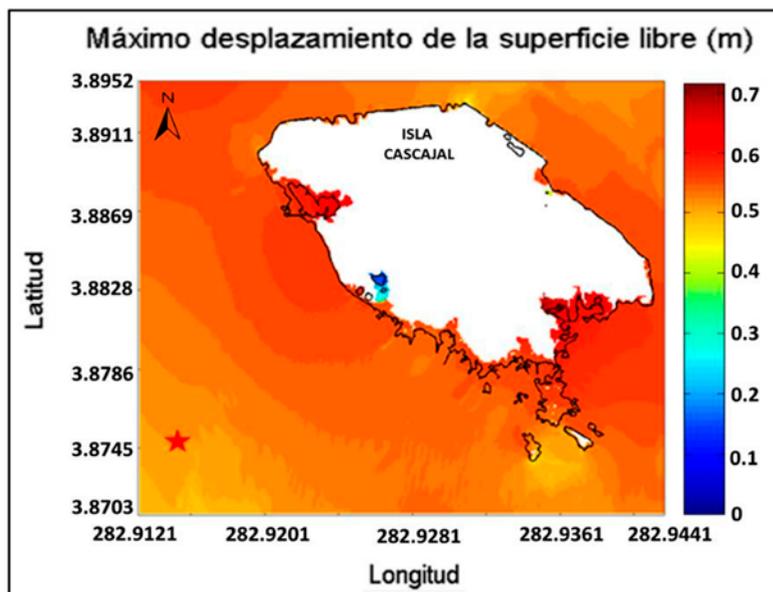
el evento sísmico, a medida que el tiempo va transcurriendo el tren de olas de tsunami va perdiendo su altura hasta casi desaparecer por completo.



**Figura 15.** Mareograma sintético para el peor escenario creíble, zona de subducción, en la población de Juanchaco.

En la Figura 16 se representa la inundación por tsunami para la Isla Cascajal, sector urbano del municipio de Buenaventura, generada por el desplazamiento máximo de la superficie libre del mar durante un evento producido en marea alta (de aprox. 4.7 m). Se observa que el mayor impacto de la onda y las alturas de tsunami más elevadas (0.6 m) se encuentran en la parte delantera de la isla, es decir, en inmediaciones al conocido 'Parque del Faro', situado cerca al

muelle turístico de la isla. De igual manera, no se evidencian inundaciones debidas al tsunami en el resto de la isla. Lo cual es un resultado esperado, pues en este lugar se presentan alturas elipsoidales por debajo de los 50 cm y locaciones rodeadas por viviendas palafíticas que facilitan la propagación del tsunami en el terreno. Las alturas de capa inundante alcanzan aproximadamente los 0.6 m para un evento de 8.8 Mw, con un epicentro ubicado a 1.88° N de latitud.



**Figura 16.** Propagación e inundación generada por el escenario sísmico zona de subducción de mayor afectación en el casco urbano de Isla Cascajal.

Pero existen otros estudios que han evaluado la amenaza por tsunami en Isla Cascajal, que se considera importante mencionar en el presente estudio. Es el caso de Cocuñame y Salcedo (2017), quienes reportaron en sus estudios una altura máxima de inundación de 2.88 m para un escenario sísmico de 8.8 Mw, localizado a 4.59° N de latitud (parte norte de la bahía de Buenaventura); Caballero y Ortiz (2003) evaluaron el impacto de tsunami en Buenaventura y encontraron que en cercanías a Isla Cascajal las alturas máximas de ola para un sismo de 8.2 Mw y con un epicentro de latitud 3.50° N, en condición de marea alta, están en el orden de 3.5 m y para Buenaventura de 2.5 m; por su parte, Guerrero y Sánchez (2016) reportaron una altura máxima de ola menores en Buenaventura de aproximadamente 1.3 m para un evento de 8.8 Mw, a una latitud de 3.87° N; finalmente, Restrepo y Otero (2007) modelaron un sismo precursor de tsunami de magnitud 8.6 Mw durante un estado de marea alta, registrando olas en la entrada de la bahía de 3.8 m y 5.35 m, pero en Isla Cascajal las alturas descendieron a 2.01 m y 3.53 m. Este último resultado, según sus autores, se debe a los procesos de pérdida de energía que sufre la onda tras su paso por la bahía.

Aunque los valores de altura de tsunami de los trabajos reportados por Caballero y Ortiz (2003), Guerrero y Sánchez (2016), Cocuñame y Salcedo (2017) y Restrepo y Otero (2017) son más altos que los encontrados en el presente trabajo es

completamente razonable su diferencia. Esto se debe a diferentes razones, entre ellas, que los epicentros son diferentes y se encuentran ubicados a una latitud de alrededor de 3.5° N a 4.5° N (casi frente a Buenaventura), a diferencia del reportado aquí de aproximadamente 1.9° N. Lo que permite concluir que el tren de olas que viaja desde la zona de generación tendrá un menor tiempo de recorrido y, por tanto, se esperaría que el efecto de la inundación en la isla sea mayor. Una segunda razón que justifica la diferencia en los valores se debe a que la magnitud del evento no es la misma, por lo que la energía del sismo no se disipará de la misma manera.

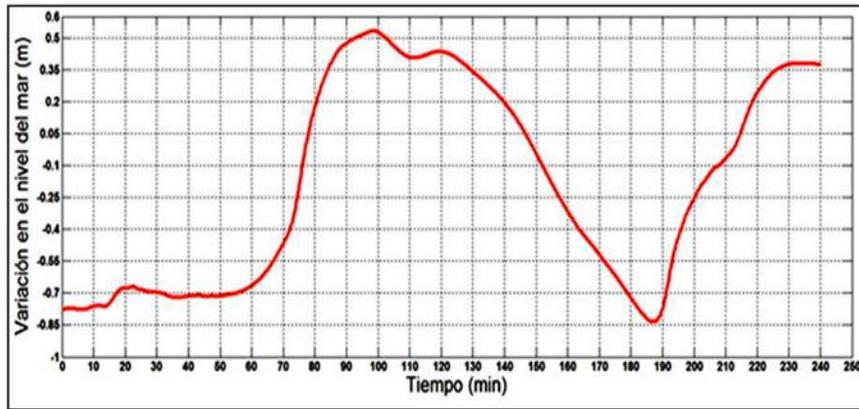
La tercera razón radica en que la información batimétrica y topográfica de la malla de detalle no son las mismas. Por ejemplo, el presente trabajo utiliza una mayor resolución espacial, con una malla de detalle de 10 m, que no es alcanzada por los trabajos mencionados anteriormente. Esta razón se soporta con lo mencionado por Dimar-CCCP (2013), quienes infieren que 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. Asimismo, se establecieron los puntos de los mareógrafos sintéticos en la Tabla 9, los cuales se ubican en forma de estrella en los escenarios de inundación.

**Tabla 9.** Ubicación mareógrafo sintético para la población de Buenaventura.

Fuente	Longitud [°]	Latitud [°]
Zona de subducción	-77.08402	3.87644

La Figura 17 presenta la señal sintética obtenida del punto de interés seleccionado para el evento sísmico de 8.8 Mw, se aprecia que la primera ola generada por el escenario llega a la población en 98 min, aproximadamente, con una altura de ola de 0.51 m, seguido por un tren de olas de menor amplitud que entra a la bahía y transitan cerca de dos horas hasta que pierden su altura. Coincidiendo este tiempo de arribo con

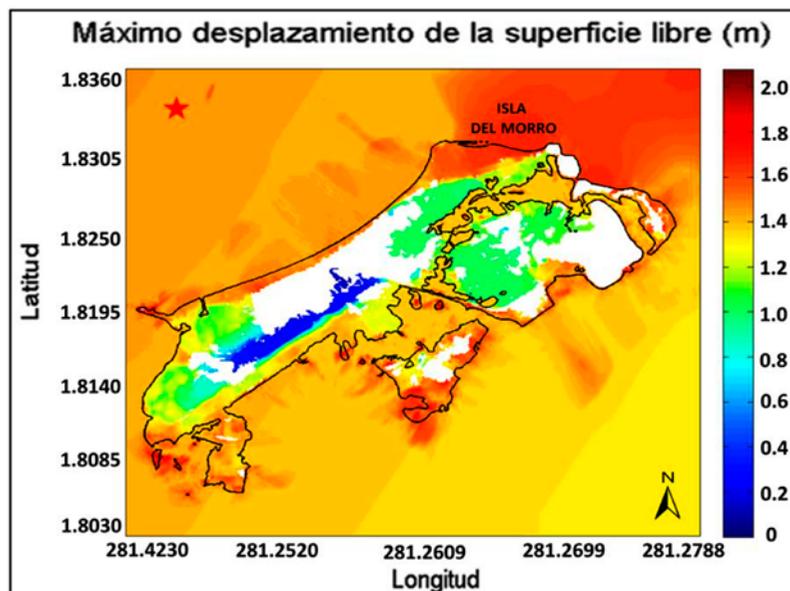
Herd *et al.* (1981), quienes reportan el arribo de una primera ola de tsunami a la bahía de Buenaventura a 99 min después del sismo. Otros trabajos como el de Caballero y Ortiz (2003) reportan una altura de ola de tsunami de 1.6 m a los 91 min para un sismo de 8.2 Mw. Por su parte, Guerrero y Sánchez (2016) para un evento de 8.8 Mw encontraron una amplitud de onda de tsunami de 1.3 m a los 132 min.



**Figura 17.** Mareograma sintético para el peor escenario creíble zona de subducción, en la población de Isla Cascajal.

La Figura 18 muestra la inundación para el sector de El Morro en un nivel de marea alta, donde la onda tiene un mayor impacto en la parte superior de la isla, que coincide con el sector mayormente turístico de la isla, conocido como 'La playa del Morro'. Las alturas son de 1.8 m, aproximadamente; así mismo, se denota cómo la lámina de agua cubre más del 50 % de la isla, con alturas que van desde los 0.6 m en la parte suroeste de la isla, hasta 1.8 m en los sectores menos altos, y zonas que son conformadas por viviendas palafíticas.

En cuanto a las zonas blancas, se observa que no hay peligro de inundación, esto corresponde a la sede de la Brigada de Infantería de Marina No. 4 (BRIM4) y gran parte de la pista del aeropuerto La Florida. Mientras que el cerro donde está ubicado el faro de la Dimar, es considerado una zona de menor exposición ante un evento de tsunami, debido a que cuenta con una altura de aproximadamente 80 m y puede albergar a un gran porcentaje de la población isleña. Esto último coincide con Cardona, Toro, Vélez y Otero (2007) quienes reportan que la única porción de terreno que no sufre inundación es el cerro de El Morro.



**Figura 18.** Propagación e inundación generada por el escenario sísmico zona de subducción de mayor afectación en el casco urbano de Isla del Morro.

Cardona *et al.* (2007) estimaron la amenaza por inundación generada por ondas de tsunami para el municipio de Tumaco y encontraron que en la isla de Vaquería se alcanzan alturas de onda de hasta 4.5 m, mientras que en la isla de Tumaco no se exceden los 2 m, para el evento contemplado más desfavorable de magnitud 8.0 Mw, en marea alta, y localizado a los 2° S de latitud.

Los resultados del modelo numérico de tsunamis de Otero *et al.* (2014) muestran alturas de tsunami de entre 3.5 m y 4 m en la isla del Morro para un evento de 8.6 Mw, con un nivel de marea de 3.6 m. Quiceno y Ortiz (2001) encontraron alturas de tsunami de aproximadamente 5 m en la isla de El Morro, exactamente en la playa de El Morro, disminuyendo las alturas hasta un nivel de 2 m. En el trabajo reportado por Guerrero y Sánchez (2016) se encontró una altura máxima de lámina inundante de aproximadamente 3 m

para la isla de El Morro para un evento de tsunami de 8.8 Mw.

Tanto en el presente estudio como en los trabajos de Cardona *et al.* (2007), Quiceno y Ortiz (2001), Otero *et al.* (2014), y Guerrero y Sánchez (2016) coinciden las zonas no inundables, tales como el Faro de la Dimar y la parte suroeste de la pista del aeropuerto La Florida. Sin embargo, los valores de alturas de tsunami presentan una pequeña variación, lo cual como se mencionó en la población de Isla Cascajal puede atribuirse a la diferencia en la información batimétrica y topográfica empleada para la generación de las mallas de detalle, y las características focales y sísmicas del evento, como la magnitud y el epicentro.

El punto del mareógrafo sintético para Tumaco se encuentra ubicado en la posición citada en la Tabla 10.

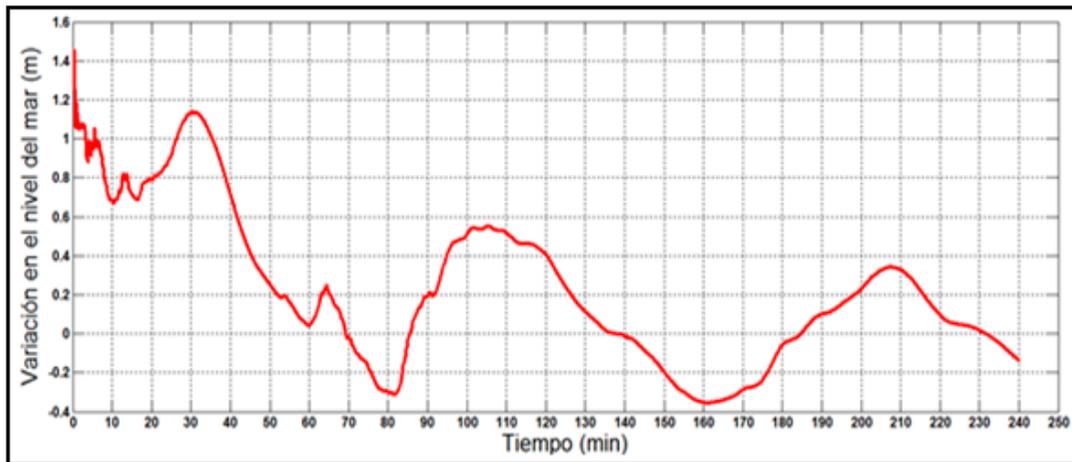
**Tabla 10.** Ubicación mareógrafo sintético para la población de Tumaco.

Fuente	Longitud [°]	Latitud [°]
Zona de subducción	-78.78424	1.82640

Del análisis del mareograma sintético generado por el escenario de la zona de subducción (Figura 19), es posible establecer que la primera ola en arribar a la población de Tumaco, una vez se genera el evento sísmico, es de aproximadamente 30 minutos con una altura de ola de 1.18 m. El tiempo de arribo de la primera ola coincide con el trabajo realizado por Quiceno y Ortiz (2001), los cuales encontraron que el primer máximo (1.8 m) del tsunami llega a la localidad ubicada frente a la isla El Morro después de 30 min, para un sismo de magnitud 8.2 Mw y latitud 1.58° N. Lo anterior es confirmado por Cardona *et al.*, (2007), quienes encontraron que el tiempo promedio requerido para el tránsito de las ondas de tsunami, desde su origen hasta el casco urbano de Tumaco, es de 20 min a 35 min. También es apoyado por Quiceno y Ortiz (2001) y Guerrero y Sánchez (2016), quienes recomiendan en su análisis la necesidad de contar con un sistema regional de alerta por tsunamis, debido a que los tiempos de

arribo encontrados para Tumaco están alrededor de los 30 min.

Sin embargo, teniendo en cuenta que el tsunami está conformado por un tren de ondas sucesivas, se debe considerar las alturas de las siguientes ondas, en este caso la segunda ola, presenta una amplitud de 0.59 m. También es posible observar en el mareograma sintético una elevación del nivel del mar al inicio del evento (tiempo= 0 min), esto se debe a que el área de ruptura de la falla abarca toda la zona de estudio, por lo que desde un primer momento se verán los efectos del terremoto. Resulta complejo validar estos resultados con datos reales, pues no se cuenta con las observaciones del evento de 1906, debido a que en el momento no estaba disponible con una estación mareográfica cerca de la bahía de Tumaco. Al igual que no es posible tener datos del evento de 1979, porque el mareógrafo fue destruido por el terremoto.

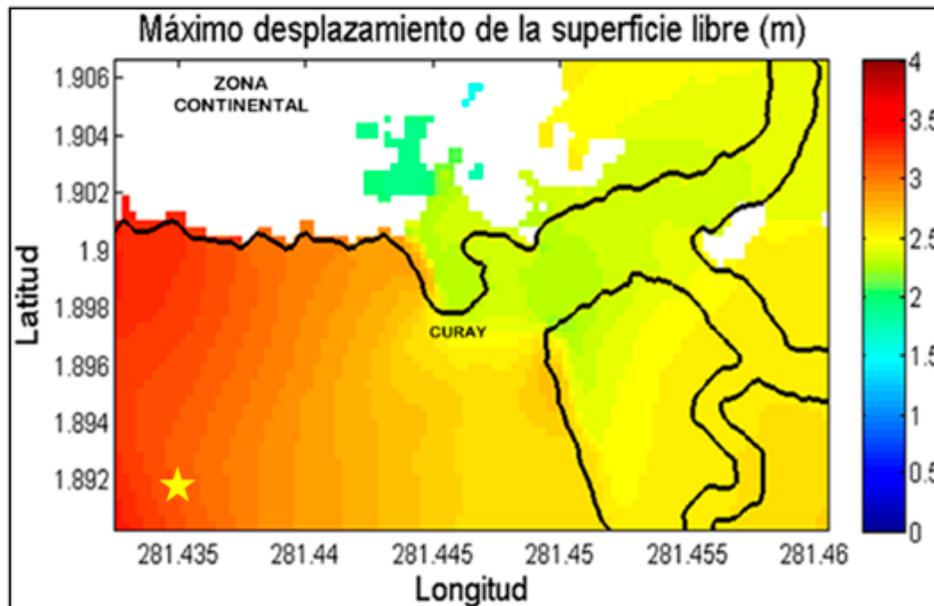


**Figura 19.** Mareograma sintético para el peor escenario creíble, zona de subducción, en la población de la Isla de El Morro.

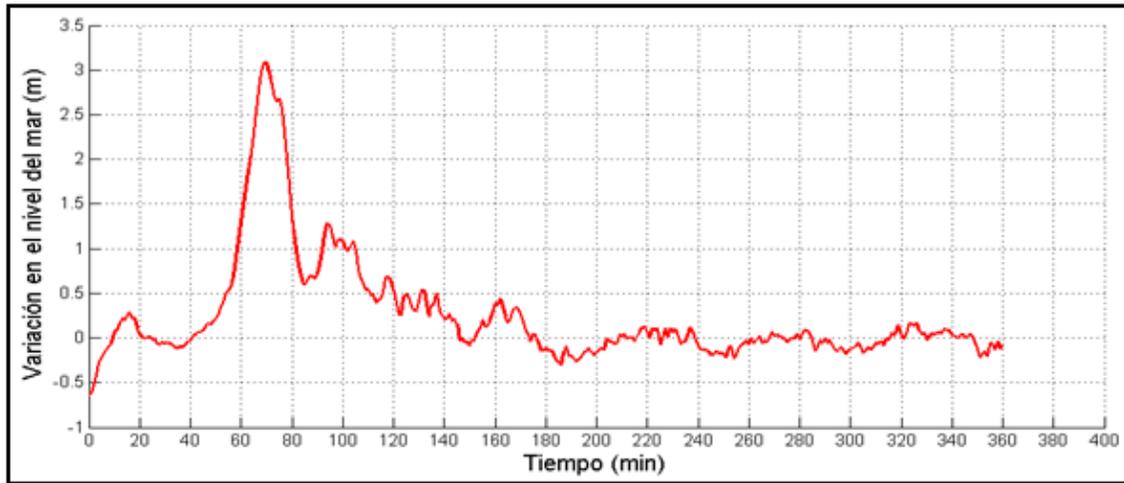
### Curay

La población de Curay, que se encuentra ubicada en la parte interna de la bahía de Tumaco, recibe un impacto directo de la onda, con una altura de aproximadamente 3 m sobre el costado

occidental de la población. Esta propagación es generada por el escenario ubicado en la zona de subducción, ocasionando una amplia inundación sobre esta vereda, con una lámina de agua inundante que va desde los 2 m hasta los 2.7 m (Figura 20).



**Figura 20.** Propagación e inundación generada por el escenario sísmico zona de subducción de mayor afectación en el casco urbano de la isla de El Morro.



**Figura 21.** Mareograma sintético para el peor escenario creíble, zona de subducción, en la población de Curay.

El punto del mareógrafo sintético para la población de Curay se plasma en la Tabla 11.

**Tabla 11.** Ubicación mareógrafo sintético para la población de Curay.

Fuente	Longitud [°]	Latitud [°]
Zona de subducción	-78.56559	1.890889

En la población de Curay, al igual que en las anteriores poblaciones, se evidencia una mayor afectación por el tren de ondas generado a partir del evento de la Figura 9b, a través del cual arriban a la población ondas en 70 minutos, con alturas de 3.1 m y 3.2 m, aproximadamente.

No obstante, para las poblaciones de Curay, Juanchaco, Ciudad Mutis y Juradó se tiene una gran limitante con respecto a la falta de estudios de amenaza por tsunami realizados en estas zonas. Además, otra limitante está asociada a la falta de registros mareográficos y de campo para corroborar las alturas de tsunami y la profundidad de inundación reportadas en el presente estudio. Sin embargo, existe concordancia en las áreas de inundación y alturas de tsunami definidas para la isla de El Morro y Cascajal, reportadas por Quiceno y Ortiz (2001), Cardona *et al.* (2007), Restrepo y Otero (2007), Otero *et al.* (2014), y Guerrero y Sánchez (2016) y los resultados plasmados en el presente trabajo.

## CONCLUSIONES

El escenario que presenta mayor afectación sobre la población de Juradó y Ciudad Mutis es el escenario sísmico Arusí-Cabo Marzo o SUBN, generando olas de hasta 2 m de altura, las cuales impactan en la parte inferior de Juradó, con alturas superiores a 2 m. Por su parte, en Ciudad Mutis el escenario de inundación presenta un valor de lámina de agua inundante en el casco urbano de 1.3 m, aproximadamente. El análisis de dichos escenarios ha permitido concluir que la bahía de Ciudad Mutis se encuentra resguardada por dos salientes rocosas que ayudan a que la población asentada en el oriente y occidente de la costa quede protegida de la llegada de grandes ondas de tsunami. Lo que permite que la inundación presentada en la costa solo se observe en su frente y no en sus laterales.

En cuanto a las poblaciones del centro y sur del Pacífico colombiano, teniendo como escenario

de generación la zona de subducción o SUBS, se presentaron alturas de capa inundante de aproximadamente 1.8 m en la isla de El Moro; mientras que para Curay se muestra una amplia inundación, con una lámina de agua que va desde los 2 m hasta los 2.7 m; en cuanto a Buenaventura y Juanchaco las alturas de capa inundante son menores e insignificantes a la población de El Morro, debido a que no existe evidencia de la llegada de grandes ondas de tsunami a la isla, gracias a los efectos de fricción de la onda con el fondo, que causan disipación del tsunami.

Lo anterior implica que las poblaciones de Ciudad Mutis, Juradó, Tumaco y Curay son considerablemente vulnerables ante un evento tsunamigénico, debido al grado de proximidad con la fuente generadora de sismo, geomorfología costera, batimetría y dirección de propagación del tren de ondas. Esto es confirmado según lo reportado por Quiceno y Ortiz (2001), quienes infieren que es evidente que un sismo-tsunami que ocurra frente a la bahía de Tumaco representa el mayor riesgo de inundación en Tumaco, sin embargo, recomiendan que es importante evaluar el potencial de inundación a lo largo del litoral Pacífico Ecuador-Colombia.

Finalmente, los resultados de la simulación numérica y la experiencia de los tsunamis de 1906 y 1979 corroboran la situación de riesgo de la región sur del Pacífico colombiano y la necesidad de emprender acciones de prevención para mitigar los daños materiales y la pérdida de vidas ante la inminente ocurrencia de un próximo tsunami.

## REFERENCIAS

- Adriano, B.; Arcila, M.; Sánchez, R.; Mas, E.; Koshimura, S.; Arreaga, P.; Pulido, N. (2017). *Estimation of the tsunami source of the 1979 great Tumaco earthquake using tsunami numerical modeling*. 16th World Conference on Earthquake, 16WCEE 2017. Santiago Chile.
- Beck, S.; Ruff, L. (1984). The rupture process of the great 1979 Colombia earthquake: evidence for the asperity model. *Journal geophys*, 89:9281-9291. <https://doi.org/10.1029/JB089iB11p09281>
- Bermúdez, C.; Álvarez, M. C.; Niño, D. C. (2014). Caracterización de la geomorfología costera y sus coberturas vegetales asociadas, a través de sensores remotos, en la costa de Tumaco, Nariño. *Bol. Cient. CIOH*; 32:27-46. <https://doi.org/10.26640/22159045.262>
- Birkmann, J.; Teichman, K. V.; Welle, T.; González, M.; Olabarrieta, M. (2010). The unperceived risk to Europe's coasts: tsunamis and the vulnerability of Cadiz, Spain, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 10:2659-2675. <https://doi.org/10.5194/nhess-10-2659-2010>
- Caballero, L.; Ortiz, M. (2003). Evaluación del impacto de tsunamis en el litoral Pacífico colombiano. Parte II (Región de Buenaventura). *Bol. Cient. CCCP*; 9:45-57. [https://doi.org/10.26640/01213423.9.37\\_46](https://doi.org/10.26640/01213423.9.37_46)
- Cardona, Y.; Toro, F.; Vélez, J.; Otero, L. (2007). Estimación de la amenaza por inundación generada por ondas de tsunami considerando la altura y velocidad de la lámina de agua inundante para el municipio de Tumaco. *Bol. Cient. CCCP*; 14:19-30. [https://doi.org/10.26640/01213423.14.19\\_30](https://doi.org/10.26640/01213423.14.19_30)
- Castro, K. (2019). *Caracterización litológica de los acantilados de Juanchaco-Ladrieros, Valle del Cauca, mediante la tecnología de escáner láser terrestre*. Universidad EAFIT. Tesis de grado. P. 26.
- Chlieh, M.; Mothes, P. A.; Nocquet, J. M.; Jarrin, P.; Charvis, P.; Cisneros, D.; Font, Y.; Collot, J. Y.; Villegas-Lanza, J. C.; Rolandone, F.; Vallée, M.; Regnier, M.; Segovia, M.; Martin, X.; Yepes, H. (2014). Distribution of discrete seismic asperities and aseismic slip along the Ecuadorian megathrust. *Earth Planet. Sci. Lett.*; 400:292-301. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.05.027>
- Cocuñame, D. A.; Salcedo, E. (2017). Evaluación del riesgo de inundación ante tsunami local en la isla de Cascajal, Pacífico Colombiano. *Revista de Geografía Norte Grande*; 68:185-219. <https://doi.org/10.4067/S0718-34022017000300185>
- Collot, J.; Charvis, P.; Gutscher, M.; Operto, S. (2002). Exploring the Ecuador-Colombia active margin and interplateseismogenic

- zone. *Eos, Transactions American Geophysical Union*; 83(17):185-190. <https://doi.org/10.1029/2002EO000120>
- Collot, J.; Charvis, P.; Gutscher, M.; Operto, S. (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: Solid Earth*; 109(B11):1-14. <https://doi.org/10.1029/2004JB003060>
- Departamento Administrativo Nacional de Estadística. (2005). *Censo general 2005 Colombia*. DANE. <https://www.dane.gov.co/index.php/estadisticas-por-tema/demografia-y-poblacion/censo-general-2005-1>
- Defensoría del Pueblo. (2016). *Informe de Riesgo* N°. 020-16A.I. Prevención y Protección, p. 10.
- Dirección General Marítima-Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas del Pacífico. (2013). *Estudio de la Amenaza por Tsunami y Gestión del Riesgo en el Litoral Pacífico Colombiano*. Dirección General Marítima-Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas del Pacífico Dimar-CCCP. Ed. Dimar. Serie Publicaciones Especiales Vol. 8. San Andrés de Tumaco, Colombia. 129 pp.
- Geist, L. (1998). Local tsunamis and earthquake source parameters. *Advances in Geophysics*; 39:117-209. [https://doi.org/10.1016/S0065-2687\(08\)60276-9](https://doi.org/10.1016/S0065-2687(08)60276-9)
- Geist, L.; Dmowska, R. (1999). Local tsunamis and distributed slip at the source. *Pure and applied geophysics*; 154:485-512. <https://doi.org/10.1007/s000240050241>
- Gutscher, M.; 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. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(99\)00060-6](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00060-6)
- Guerrero, A.; Sánchez, R. (2016). Construcción base de datos de escenarios de tsunami para el Pacífico colombiano. *Bol. Cient. CIOH*; (34):27-48. <https://doi.org/10.26640/22159045.425>
- González, G.; Otero, L. (2010). Peligrosidad debido a tsunamis en la costa Pacífica colombiana: en el golfo de Cupica. *Bol. Cient. CIOH*; 28:25-53. <https://doi.org/10.26640/22159045.213>
- Hanks, T. C.; Kanamori, H. (1979). *A moment Magnitude Scale*, Volume 84, Issue B5, pages 2348-2350. <https://doi.org/10.1029/JB084iB05p02348>
- Harvard University. (2005). *Harvard Seismology-Harvard CMT Catalog*.
- Herd D. G.; Youd T. L.; Meyer, H.; Person J. L. C.; W. J.; Mendoza C. (1981). The great tumaco, Colombia earthquake of 12 december 1979. *Science*; 211(4481):441-445. <https://doi.org/10.1126/science.211.4481.441>
- Imamura, F.; Cedvet, A.; Ozyurt, G. (2006). *Tsunami modelling manual*. Tsunami model.
- Instituto Colombiano de Geología y Minería. (2005). *Estudio de microzonificación sísmica de Santiago de Cali*. Ingeominas. Convenio No. 02 de 2002.
- Kanamori, H.; Anderson, D. (1975). Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *B. Seismol. Soc. Am.*, 65:1073-109.
- Kanamori, B. H.; McNally, K. (1982). *Variable rupture mode of the subduction zone along the ecuador-colombia coast*, 72(4):1241-1253.
- Kelleher, J. A. (1972). Rupture zones of large South American earthquakes and some predictions. *Journal of Geophysical Research*, 77(11):2087-2103. <https://doi.org/10.1029/JB077i011p02087>
- McCalpin, J. P. (2009). *Paleoseismology*. International Geophysics Series. 2nd Edition. Academic Press, Burlington, U.S.A., 802 pp.
- Ojeda, A.; Pérez, J. (2005). *Estudio de microzonificación sísmica de Santiago de Cali*.
- Okada, Y. (1985). Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America*; Vol. 75:1135-1154. <https://doi.org/10.1785/BSSA0750041135>

- Okal, E. A. (1992). Use of the mantle magnitude  $M_m$  for the reassessment of the Otero, L. J. (2005). *Metodología para establecer la línea de más alta marea en aguas abrigadas (bahías, estuarios, etc.) cuando no se tienen registros instrumentales*. San Andrés de Tumaco, Colombia.
- Otero, L. J.; Restrepo, J. C.; González, M. (2014). Tsunami hazard assessment in the southern Colombian Pacific basin and a proposal to regenerate a previous barrier island as protection. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 14(5):1155-1168. <https://doi.org/10.5194/nhess-14-1155-2014>
- Pérez, G. (2007). *La actividad portuaria en Buenaventura*. (Ed.). Historia, geografía y puerto como determinantes de la situación social de Buenaventura. Cartagena, Colombia: BanRep.
- Poveda E.; Pulido N. (2019). *Earthquake rupture and slip scenarios for Ecuador-Colombia subduction zone*. Servicio Geológico Colombiano (SGC). <http://sismo.sgc.gov.co/90/>
- Pulido, N.; Yoshimoto, M.; Sarabia, A. M. (2019). Broadband wavelength slip model of the 1906 Ecuador-Colombia megathrust-earthquake based on seismic intensity and tsunami data. *Tectonophysics*, 774, 228226. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2019.228226>
- Quiceno, A.; Ortiz, M. (2001). Evaluación del impacto de tsunamis en el litoral Pacífico colombiano (región de Tumaco). *Bol. Cient. CCCP*. 8:5-14. [https://doi.org/10.26640/01213423.8.5\\_14](https://doi.org/10.26640/01213423.8.5_14)
- Rhean, S.; Hayes, G.; Villaseñor, A.; Furlong, K.; Tarr, A.; Benz H. (2010). *Seismicity of the Earth 1900-2007 Nazca Plate and South America*. US Geological Survey, PA 16802 USA. <https://doi.org/10.3133/ofr20101083E>
- Restrepo, J. C.; Otero, J. L. (2007). Modelación numérica de eventos tsunamigénicos en la Cuenca Pacífica Colombiana-bahía de Buenaventura. *Rev. Acad. Colomb. Cienc.* 31(120):363-377.
- Sanclémente, E.; Ioulalen, M.; Navarrete, E. (2010). *Estimación de los parámetros de ruptura del terremoto de Esmeraldas de diciembre 12 de 1979, a partir de datos hidrográficos y simulación numérica de propagación de tsunamis*. Escuela Superior Politécnica del Litoral.
- Sarabia, M.; Cifuentes, H. (2007). *Estudio macrosísmico del sismo del 31 de enero de 1906, en el océano Pacífico*. Instituto Colombiano de Geología y Minería.
- Soloviev, S. L.; Go, C. N. (1984). A catalogue of tsunamis on the eastern shore of the Pacific Ocean (1513-1968). *Canadian Translation of Fisheries and Aquatic Sciences*, 5078:1-294.
- Swenson, J.; Beck, S. (1996). Historical 1942 Ecuador and 1942 Perusubduction earthquakes, and earthquake cycles along Colombia-Ecuador and Perusubduction segments. *Pure Appl. Geophys.*, 146, 67-101. <https://doi.org/10.1007/BF00876670>
- Tovar, E.; Eraso, F.; Arcila, M.; Sarabia, A. (2014). *Servicio Geológico Colombiano*. Subdirección de Amenazas Geológico.
- Vásquez, L.; Iriarte, J.; Sánchez, R. (2018). Determinación de la cota máxima de inundación en la frontera colombo-ecuatoriana aplicando modelación numérica. *Bol. Cient. CIOH* 37:3-16. <https://doi.org/10.26640/22159045.446>
- Wells, L.; Coopersmith, K. (1994). New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement. *Bulletin of a Seismological Society of America*.
- Ye, L.; Kanamori, H.; Avouac, J. P.; Li, L.; Cheung, K. F.; Lay, T. (2016). The 16 April 2016, Mw7.8 (Ms7.5) Ecuador earthquake: a quasi-repeat of the 1942 Ms7.5 earthquake and partial re-rupture of the 1906 Ms8.6 Colombia-ecuador earthquake. *Earth Planet. Sci. Lett.* 454:248-258. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.09.006>
- Yoshimoto, M.; Kumagai, H.; Acero, W.; Ponce, G.; Vasconez, F.; Arrais, S.; Ruiz, M.; Alvarado, A.; Pedraza, P.; Dionicio, V.; Chamorro, O.; Maeda, Y.; Nakano, M. (2017). Depth-dependent rupture mode along the Ecuador-Colombia subduction zone. *Geophys. Res. Lett.* 44:2203-2210. <https://doi.org/10.1002/2016GL071929>