

EL TSUNAMI DE CHILE 27-02-2010 Y SU COMPORTAMIENTO EN LAS ZONAS: COSTERA E INSULAR DEL ECUADOR

Hernán Moreano¹
 Patricia Arreaga²
 Jorge Nath³

SUMARIO

La disponibilidad de mareogramas de varios puertos de la costa continental del Ecuador y Galápagos, hizo posible realizar su análisis y entender el comportamiento del tsunami del 27 de febrero de 2010 en la costa nacional y en el archipiélago. En general los mareógrafos de la zona costera reciben la cresta de la primera onda minutos después de la hora pronosticada para la bajamar, cerca de las 08H30R (hora local) de la mañana del día sábado 27, registrándose por lo menos tres ondas de amplitudes que variaron entre 20 y 70 cm y períodos que alcanzaron las 2 horas para posteriormente registrar anomalías con amplitudes y períodos mucho menores respondiendo probablemente a las características propias de cada puerto. En la caleta Aeolian de la Isla Baltra en Galápagos, el evento ocurrió también durante la bajamar con ondas de amplitudes que se acercaron a los 35 cm. al punto que las embarcaciones fondeadas en Puerto Ayora (Santa Cruz) se asentaron sobre el fondo rocoso, mientras que los períodos resultaron en tiempos muy inferiores a los 60 minutos para posteriormente reducirse paulatinamente respondiendo a las características propias de la caleta. Para la noche del siguiente día la mayor parte de los puertos habían alcanzado una condición de estabilidad. Si bien las amplitudes de las ondas se mantuvieron en valores similares, en cambio los períodos fueron más largos en los puertos continentales por lo que el fenómeno no fue tan notorio, lo contrario ocurrió en Galápagos con períodos mucho menores, de manera que las ondas del tsunami prevalecieron sobre la onda de marea, de todas maneras, la población de Puerto Ayora tuvo que ser evacuada con anticipación a las partes altas de la Isla para precautelar por sus vidas.

ABSTRACT

The availability of mareograms from Galapagos and from the continental ports of Ecuador made possible the analysis of them to understand the behavior of the tsunami induced by the giant Chile earthquake in February 27/2010. In general, all tidal gauges of the coastal zone started to register the sea level perturbations minutes after low water predicted near 08H30R (local time) in the morning on February 27. Records shown waves with amplitudes in between 20 and 70 cm. and periods of almost 2 hours and from then on the noise has amplitudes and periods rather shorts, responding may be to local conditions of each port. At caleta Aeolian, Baltra Island, Galapagos, sea level perturbations also occurred at low water with waves closer to 35 cm. amplitude to the point that boats at Puerto Ayora (Academy Bay - Santa Cruz) were seated on the rocky bottom at around 07H30, while periods were less than 60 minutes but later on, perturbations were shorter may be due to local conditions. By midnight, next day, all ports attained a stability condition. If amplitudes were almost similar, periods were longer at the coast and shorter at the Galapagos in a way that the tsunami prevailed on the tidal wave, in any way, an early evacuation to higher ground of the people of Puerto Ayora was necessary to protect their lives.

Palabras clave: *Tsunami Chile 2010. Gestión de riesgo de tsunami.*

¹ Instituto de Investigación Científica y Desarrollo Tecnológico, Centro de Estudios Integrales del Ambiente. Universidad Estatal Península de Santa Elena, Vía: La Libertad - Santa Elena, La Libertad. hmoreano@gve.satnet.net

² Laboratorio de Tsunamis. Instituto Oceanográfico de la Armada. Avda. de la Marina, Guayaquil. parreaga@inocar.mil.ec

³ Departamento de Hidrografía, Sección Mareas. Instituto Oceanográfico de la Armada, Avda. de La Marina, Guayaquil. jnath@inocar.mil.ec

INTRODUCCIÓN

Una ruptura de la falla localizada en la fosa Chile - Perú, asociada a la ocurrida en el sismo de 1960 en un proceso de levantamiento de un bloque de corteza de alrededor de 500 - 600 x 130 Km. generó un terremoto gigante y el tsunami asociado que puso en alerta a toda la población costera de la cuenca del pacífico desde las 03H34 de Chile, hora a la que se produjo el evento frente a la costa de Maule, Lat: 35.9 S. y Long: 72.7 W., con magnitud 8.8 (escala Richter modificada), duración > 2 minutos, profundidad de 35 km. (Cienfuegos, 2010) y (Comte, 2010), provocando alrededor de 500 víctimas y considerable daño en el filo costero fundamentalmente por efectos del tsunami que alcanzó alturas de hasta 19 metros medidos en los acantilados, pero los mayores impactos ocurrieron en las pequeñas bahías y desembocaduras de ríos (Ej. Boca del río Maule) que resultó en la completa destrucción de poblados (Lagos, 2010). El sistema de alarma contra tsunamis mantenido por el Centro de Alerta de Tsunamis del Pacífico (PTWC por sus siglas en inglés) permitió alertar a la población costera de la cuenca, de manera que, si bien hubieron daños menores, en cambio no hubo pérdida de vidas, como ocurrió en el tsunami provocado por el terremoto gigante de 1960 (Mw= 9.5), año en el que el sistema estaba en su infancia.

Muy poco tiempo después de ocurrido el evento sísmico, la Administración Nacional del Océano y la Atmósfera (NOAA por sus siglas en inglés) de los Estados Unidos, emitió el mapa de propagación del tsunami (Fig. 1) que incluía el tiempo de arribo en horas y las amplitudes en centímetros, notándose que para Galápagos era de cerca de 6 horas y 40 cm., mientras que para la costa del Ecuador era de alrededor de 5 horas y 20 cm. respectivamente.

OBJETIVO

En el contexto expuesto, el objetivo del presente trabajo de investigación es analizar los registros de los mareogramas en los sensores instalados en 5 puertos costeros y 2 insulares, para conocer el comportamiento de las ondas del tsunami en ambos sectores y en particular en cada puerto; así como, extraer conclusiones que permitan a la Secretaría Nacional de Gestión de Riesgos (SNGR) y a los gobiernos locales adoptar medidas de prevención y mitigación para manejar futuros eventos con el mínimo de víctimas e impactos a la infraestructura.

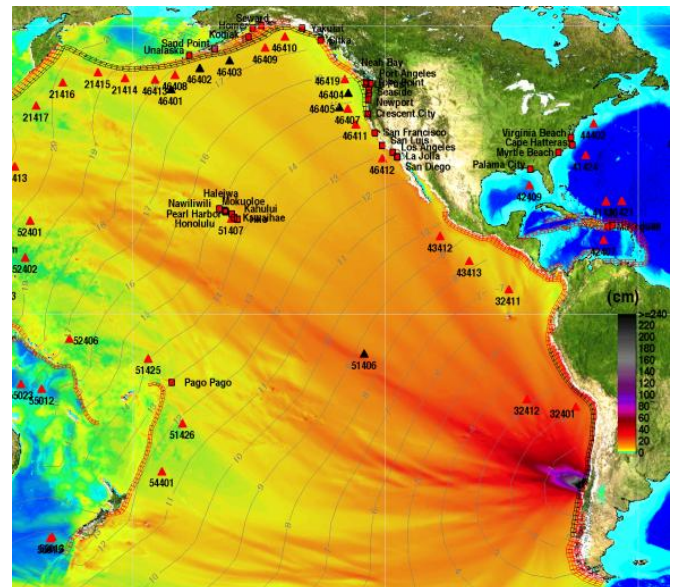


Fig. 1 Mapa de propagación del tsunami emitido por la NOAA el 27 de febrero de 2010. Las líneas grises indican tiempos de arribo y los colores amplitudes de la onda.

MATERIALES Y MÉTODOS:

El Instituto Oceanográfico de la Armada (INOCAR) mantiene una red de mareógrafos en la costa continental y comprende aquellos instalados en puertos con salida directa al mar y aquellos en zonas de estuario. Para el primer caso y para fines del análisis se escogieron de norte a sur las localidades de: Esmeraldas, Manta y La Libertad (integra el sistema de alerta internacional) y para el segundo, Bahía

de Caráquez ubicada en el estuario del Río Chone y Puerto Bolívar en el estero Santa Rosa del Archipiélago de Jambelí. Baltra (integra el sistema de alerta internacional) y Santa Cruz

(Puerto Ayora) son los mareógrafos correspondientes a Galápagos. La Tabla 1 resume los detalles de ubicación de los mareógrafos.

Tabla 1. Ubicación de mareógrafos en la costa Continental y Galápagos

| PUERTO | LATITUD | LONGITUD | CARTA/ EDICION | OBSERVACIONES |
|-------------------|-------------|--------------|-------------------|---|
| Esmeraldas | 00-57-29 N. | 079-38-46 W. | IOA-10010/2010 | Muelle APE. |
| Bahía de Caráquez | 00-36-26 S. | 080-25-22 W. | IOA-1031/2007 | Estuario del Río Chone, Muelle Municipio. |
| Manta | 00-55-53 S. | 080-43-18 W. | IOA-10401/2008 | Muelle APM. |
| La Libertad | 02-13-04 S. | 080-54-23 W. | IOA.10520/2008 | Muelle SUINLI. |
| Puerto Bolívar | 03-15-35 S. | 080-00-05 W. | IOA-10811/2006 | Estuario Jambelí, Estero Santa Rosa, Muelle APPB. |
| Isla Baltra | 00-26-06 S. | 090-17-06 W. | IOA. 20213/2011 | Caleta Aeolian, Muelle Puerto. |
| Isla Santa Cruz | 00-44-48 S. | 090-19-00 W. | IOA-20310/2009 | Puerto Ayora, Muelle Capitanía. |

De cada uno de los registros se restó la marea pronosticada para el 27 de febrero, de manera de disponer solo de la oscilación del tsunami y de los efectos de presión atmosférica, ondas ecuatoriales o costeras atrapadas y de marejadas, los que fueron mínimos o inexistentes, por lo que las ondas obtenidas representan las oscilaciones provocadas por el tsunami. La fase de luna llena ocurrió el 28 de marzo, de manera que la condición de la marea aún no era de sicigia.

ANÁLISIS:

La Tabla 2 resume las horas de arribo, la bajamar para 7 puertos prevista para el 27 de febrero/2010 en la tabla de mareas editada por el INOCAR, las amplitudes y períodos de las ondas generadas por el mega terremoto determinadas desde los mareogramas (Figuras: 2 y 3); de su análisis se establece que el arribo a la costa continental ecuatoriana de la cresta de la primera de por lo menos tres ondas, se produce minutos después de la bajamar; sin embargo, en Bahía de Caráquez y Puerto Bolívar, el arribo se produce minutos antes, en las mismas condiciones de marea.

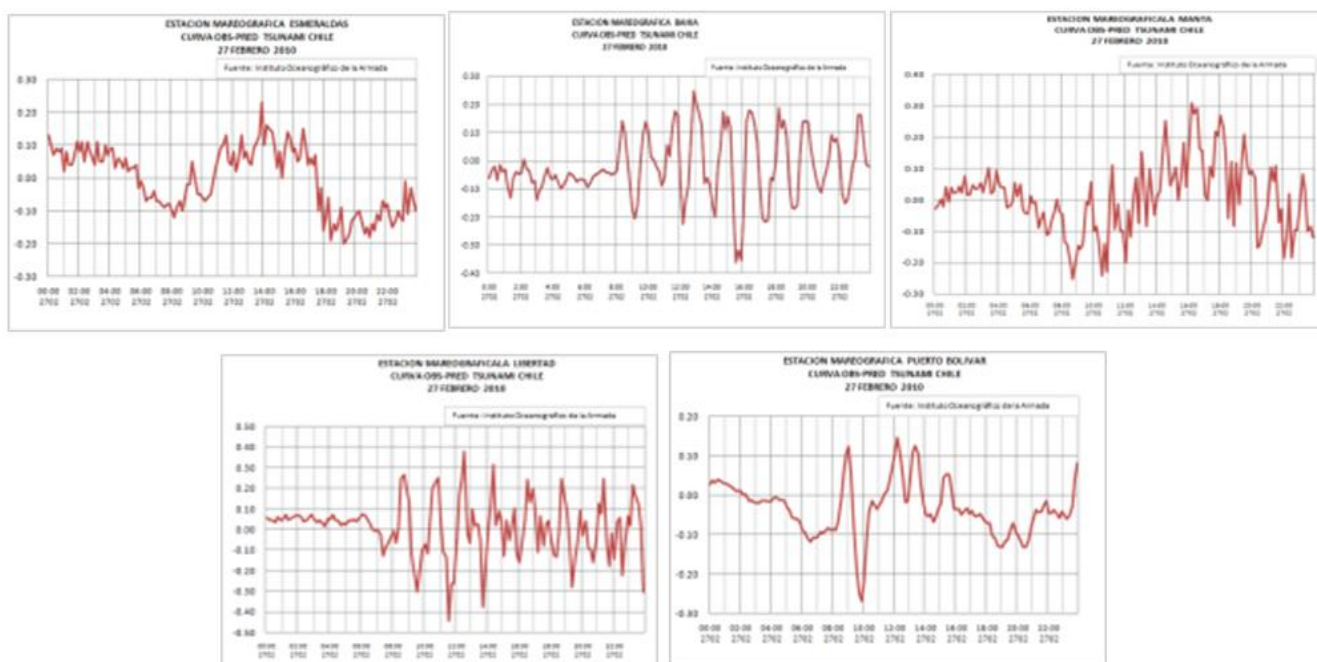
Tabla 2. Detalles del arribo de la onda de tsunami.
 PBM: Primera Bajamar (Según Tabla de Mareas), R : Huso Horario 5, S : Huso Horario 6

| PUERTO | HORA ARRIBO | HORA PBM | AMPLITUD (cm.) | PERÍODO (min.) |
|--------------------------|-------------|----------|----------------|----------------|
| Esmeraldas | 09H30 R | 08H28 | 20-30 | 120 |
| Bahía de Caráquez | 08H30 R | 08H56 | 30-50 | 60-120 |
| Manta | 10H00 R | 08H35 | 25-30 | 90-120 |
| La Libertad | 08H50 R | 08H38 | 35-70 | 120-150 |
| Puerto Bolívar | 09H00 R | 09H24 | 35-50 | 60-110 |
| Isla Baltra | 07H00 S | 07H28 | 25-35 | 30-60 |
| Isla Santa Cruz | 07H00 S | 07H28 | 25-35 | 30-60 |

Para Galápagos, en cambio, ocurrió a las 07H00S, media hora antes de la bajamar y las ondas mostraron períodos más cortos y amplitudes menores que aquellas registradas en los puertos continentales; sin embargo, al producirse un rápido reflujó, flujo y reflujó en la hora siguiente, la Bahía Academia frente a Puerto Ayora (Fig. 4) experimentó un rápido retiro del agua, al punto que los yates y embarcaciones menores que fondean en el

puerto se asentaron sobre el fondo rocoso (Tagle, 2010), una tercera onda las desvaró en la hora subsiguiente y a partir de las 09h00S se registran oleajes de períodos y amplitudes más pequeñas resultantes de nuevas ondas de tsunami, de alteraciones locales inducidas por las tres primeras ondas o ambos a la vez. Para la media noche del día siguiente las condiciones de la Bahía Academia retornaron a la normalidad.

Figura 2: Oscilaciones resultantes luego de sustraer la marea pronosticada, de manera que, los registros muestran las ondas del tsunami Chile 2010. Las amplitudes y períodos difieren debido a las características de cada puerto. Para los detalles referirse al texto.



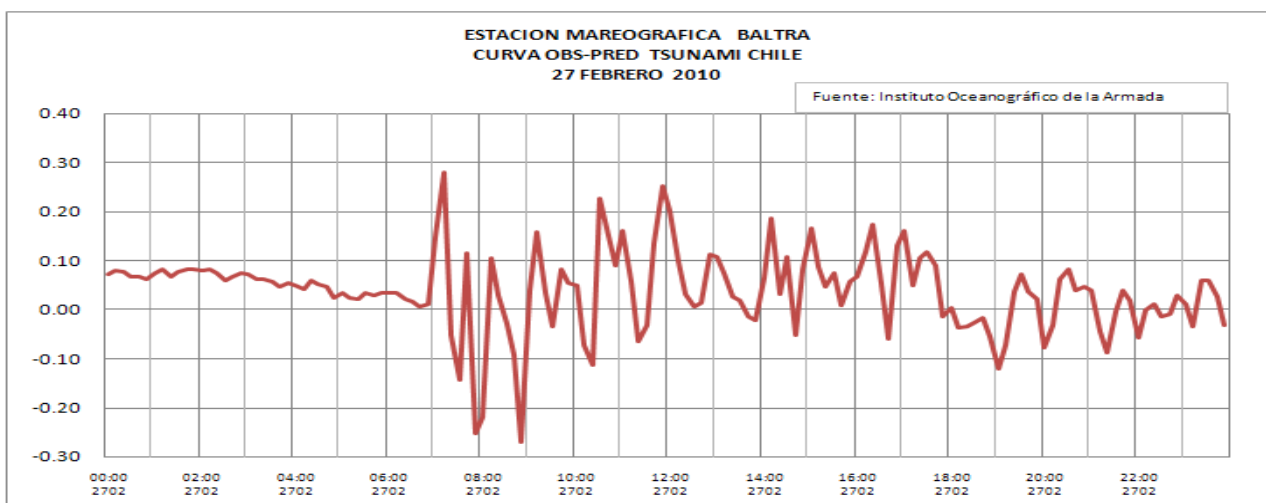
En Puerto Bolívar, el arribo de la cresta de la onda ocurre a las 09H00R, antes de la bajamar pronosticada, con período de cerca de dos horas y amplitud de 35 cm. Pasado el mediodía se registran tres oscilaciones adicionales, pero parecería que las mismas son respuestas de condiciones locales del Estero Santa Rosa e inducidas probablemente por la onda de la mañana. En Bahía de Caráquez, si bien, la onda inicial se registra a las 08H30R con períodos y amplitudes menores, pero se incrementan conforme avanza la mañana y la tarde y en este comportamiento probablemente tiene mucho que ver la propia hidráulica y morfología del estuario.

El registro de la primera onda en Manta ocurre a las 10H00R, es decir, con más de una hora de atraso con respecto a La Libertad y media hora con respecto a Esmeraldas, a pesar

de que los tres puertos registran las tres ondas con períodos largos y amplitudes similares, de manera que la incoherencia en las horas de arribo puede probablemente ser un resultado de los efectos combinados de difracción y refracción que sufre la onda debido al cambio de profundidad, a las características de la costa (Fig. 5) y a la ubicación de los puertos, llegando olas bajas no destructivas a la costa norte (Espinoza, 1990). Manta se localiza en una costa de orientación este-oeste, mientras que La Libertad está en el interior de la Bahía de Santa Elena, por lo que en ambos casos, las ondas provenientes del sur deben hacer un agudo giro antes de llegar a ambos puertos.

Note que el tsunami Chile 1960 provocó ondas en La Libertad con amplitudes de 1.54 m. y 36 minutos de período y ocurrió también en la bajamar (Rizzo, 1977).

Figura 3: Oscilación resultante luego de sustraer la marea pronosticada. Note las amplitudes mayores y los períodos más cortos, así como las oscilaciones en la Caleta Aeolian y Bahía Academia que permanecieron por varias horas. Para los detalles referirse al texto.



Los largos períodos, el valor de las amplitudes y el estado de marea, permitió que la onda de marea prevalezca sobre aquellas del tsunami en los puertos continentales, de manera que, las variaciones del nivel del agua las notó un observador experto, pero para un inexperto el hecho pasó inadvertido. No ocurrió lo mismo en Galápagos, en donde los cortos períodos y el valor de las amplitudes permitieron observar flujos y reflujos más fuertes y el vaciado y

llenado de la Bahía Academia; de todas maneras, la población fue evacuada con anticipación a las partes altas para precautelar por sus vidas. Los yates y embarcaciones varadas sufrieron daños menores y la condición de la marea evitó que se produzcan inundaciones e impactos negativos mayores. En definitiva, en el archipiélago, las ondas del tsunami prevalecieron sobre la onda de marea.

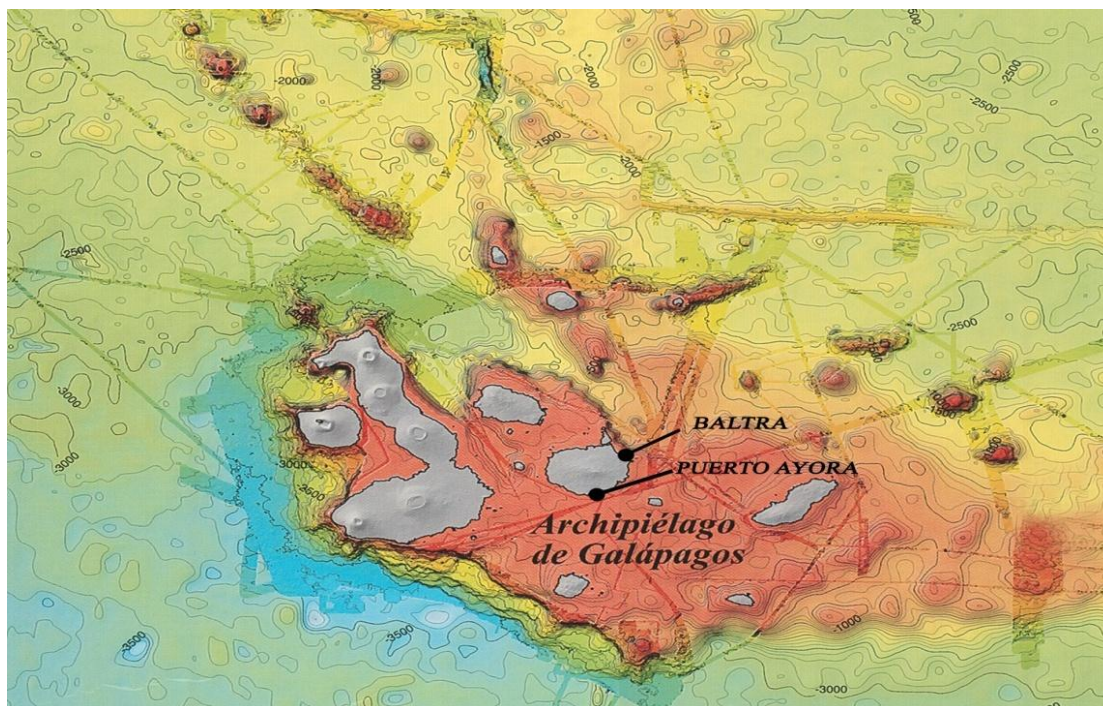


Fig. 4.- Islas, puertos y morfología submarina de Galápagos (Fuente: INOCAR)

DISCUSIÓN:

Para el Ecuador, las circunstancias del 27 de febrero de 2010 fueron favorables por las siguientes razones:

- ❖ La distancia del epicentro del mega terremoto a la costa continental e insular del Ecuador permitió que la onda del tsunami generado tome entre 5 y 6 horas para su arribo, tiempo suficiente para que las autoridades tomen las medidas de alerta necesarias y en este sentido la Secretaría Nacional de Gestión de Riesgos (SNGR) dispuso la evacuación de la población de Puerto Ayora y los Comités de Operaciones de Emergencia (COE) se mantuvieron pendientes de la evolución del evento en la costa continental.
- ❖ El arribo de las ondas de tsunami poco antes o después de la primera bajamar pronosticada para el sábado 27 fue favorable, por lo que los impactos fueron mínimos (solo se reportaron daños

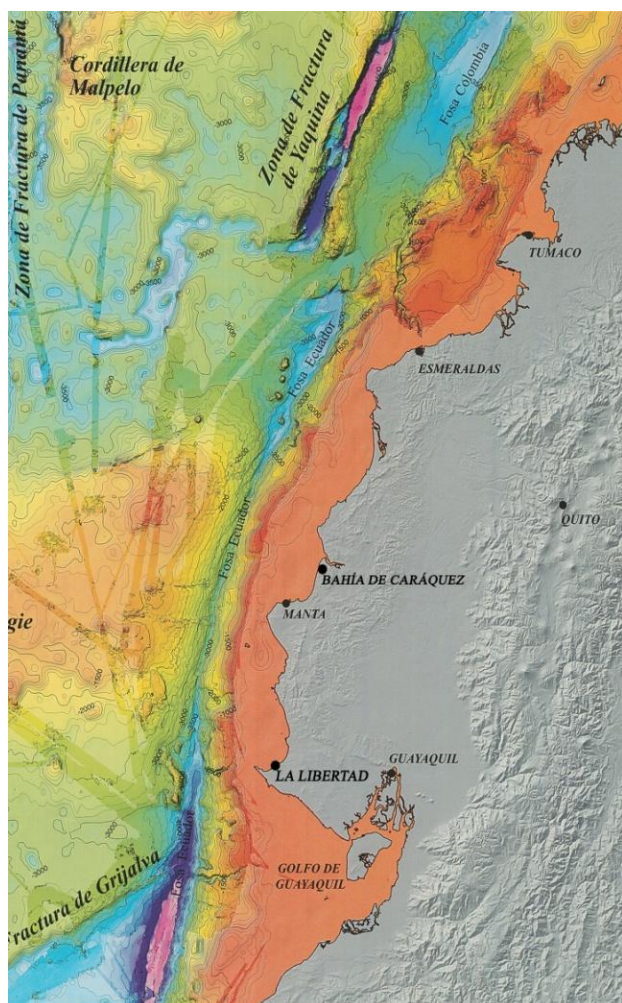


Fig. 5.- Borde costero, puertos, fosa y margen continental del Ecuador (Fuente: INOCAR)

menores por el varamiento de las embarcaciones en Bahía Academia) e inexistentes en la costa.

Preocupa el posterior comportamiento del nivel del mar en estuarios, bahías, y caletas, ya que el impacto inicial de las ondas de tsunami impulsan otras ondas (ondulaciones secundarias y energía atrapada) que responden a la topografía y a la configuración costera propia de cada sector, que pueden tener impactos significativos para la actividad portuaria o de playa y peor aún si el evento se produce cerca o en la pleamar, por lo que es necesario trabajar en la simulación de aquel a fin de tener una idea más clara de sus consecuencias y en este sentido, el trabajo de Breaker et al. (2011) en la Bahía de Monterrey (California) es un camino a seguir en una forma de mejorar resultados. La transformación del tsunami en una oscilación resonante o seiche (Breaker et al. 2012) es un hecho interesante de analizar.

En el evento del 27 de febrero/2010 se hizo evidente la afirmación hecha por Espinoza (1990) en el sentido de que los tsunamis menos peligrosos son los que se generan en áreas lejanas a las costa ecuatoriana y que los más peligrosos son los generados localmente como aquel de enero 31/1906 ocurrido frente a las costas de Esmeraldas y su epicentro pudo ser la falla transformante de Yaquina o la Cuenca de Manglares (Collot et al. 2009), siendo el sexto terremoto gigante en magnitud registrado en el último siglo.

Si la fosa Chile - Perú y especialmente su sector central ha sido el epicentro de los terremotos gigantes de 1960 ($M_w=9.5$) y de 2010 ($M_w=8.8$), lo son también la fosa de Alaska – Aleutianas epicentro del terremoto, $M_w=9.2$ de 1964 (Ryan, *et. al.* 2012) y las

fosas frente al Japón, las Islas Marianas entre otras, que son el epicentro de terremotos de magnitudes menores y lo propio puede expresarse de la fosa del Ecuador. Este hecho implica que la costa del Ecuador no solo reciba ondas de tsunami provenientes del sur, sino también del norte y oeste, con lo cual el comportamiento de las mismas en los puertos señalados probablemente es distinto y las consecuencias mayores.

La morfología del margen continental, el hot spot y la plataforma de Galápagos, así como la Cordillera Carnegie han sido descritas por Goyes (2009) y Collot (2009). Los epicentros de los sismos cercanos están ubicados en el Graven de Yaquina, en la Fosa Ecuador, en los cañones submarinos del margen Continental y en el Hot Spot, incluyendo aquellas formaciones que pueden generar tsunamis sorpresa como la Roca Redonda que es la cima de un volcán submarino posible de colapsar como lo hizo el volcán Ecuador de la Isla Isabela. El tiempo de arribo del tsunami generado en epicentros cercanos a Galápagos y la costa es inferior a la hora y puede ser más destructivo que aquellos generados en zonas alejadas del área marítima del Ecuador por lo que es necesario trabajar en: Investigación/sistema de alarma y educación/divulgación para actuar correctamente cuando la amenaza se concrete.

CONCLUSIONES:

La localización del epicentro, la magnitud del sismo, el mapa de propagación del tsunami, la ubicación de los puertos nacionales y sus características topográficas son parámetros que influyen en el período y amplitud de la onda, lo que se refleja en los registros analizados.

Es necesario desarrollar simulaciones del comportamiento de las ondas posteriores al

tsunami, en cada uno de los puertos continentales e insulares, ya que en condiciones de marea alta pueden generar tanto o más daño que el propio tsunami. Este es un reto para investigadores de los Centros Académicos y del propio Instituto, con el apoyo de la SNGR y los Gobiernos Autónomos Descentralizados (GAD).

Si los tsunamis de Chile en 1960 y 2010 ocurrieron en bajamar, es probable que el próximo sea en la pleamar de sicigia y sería peor si coincide con un nivel del mar más alto asociado a El Niño; entonces, es necesario, en cada puerto y usando mapas topográficos de detalle, evaluar bajo diferentes escenarios el flujo y reflujos del tsunami y sus impactos consecuentes.

El varamiento de los yates en la Bahía Academia es un caso para el debate, pues los patrones o armadores de las embarcaciones tenían la opción de salir a navegar hacia aguas profundas, que en Galápagos están cerca de la costa y que es una forma segura de enfrentar la amenaza; sin embargo, comparando los tiempos entre evacuar a la parte alta y trasladarse a la embarcación desde sus casas, la autoridad de gestión de riesgo local optó por lo primero.

AGRADECIMIENTO

Los autores agradecen al Ing. Jimmy Candell Soto, Rector de la Universidad Estatal Península de Santa Elena y al Sr Capitán de Navío de Estado Mayor Rafael Cabello Peñafiel, Director del Instituto Oceanográfico, por su apoyo incondicional a la investigación como instrumento de generación de conocimiento. A Luis A. Burbano, César Barrionuevo y Jorge Briones del Departamento de Hidrografía del INOCAR por sus oportunas sugerencias y comentarios durante el proceso. A Jorge Espinoza, Consultor Privado

especialista en tsunamis por su apoyo en mejorar el texto de la discusión y a María Caza por su paciencia e invaluable aporte en la diagramación del documento.

REFERENCIAS

Breaker, L., Murty, T., Flora, S. and Hunter, C. (2011). The Response of Monterey Bay to the 2010 Chilean Earthquake. *Journal of Tsunami Society International*. 30(1), 1-23.

Breaker, L., Murty, T., Carrol, D. and Teague, J. (2011). The Response of Monterey Bay to the Great Tohoku Earthquake of 2011. *Journal of Tsunami Society International*. 30(3), 153-162.

Cienfuegos, R. (2010). Observations on morphological changes produced by the impact of the February 27 2010 tsunami along the coastline of V-VI-VII regions. *Chapman Conference of Giant Earthquakes and their Tsunamis, Book of Abstracts*, 18, American Geophysical Union.

Comte, D. (2010). The 2010. Chile earthquake – Variations in the rupture mode. *Chapman Conference of Giant Earthquakes and their Tsunamis, Book of Abstracts*, 20, American Geophysical Union.

Collot, J., Michaud, F., Alvarado, A., Mercailou, B., Sosson, M., Ratzov, G., Migeon, S., Calahorrano, A. and Pazmiño, A. (2009). Visión general de la morfología submarina del margen convergente de Ecuador-Sur de Colombia: Implicaciones sobre la transferencia de masa y la edad de la subducción de la Cordillera de Carnigie. *Geología y Geofísica Marina y Terrestre del Ecuador*. Comisión Nacional del Derecho del Mar. Argudo & Asociados Impresores. Guayaquil. 47-74

Espinoza, J. (1990). Posibles efectos de un tsunami en las costas de la Península de Santa Elena. *Instituto Oceanográfico de la Armada*.

Goyes, P. (1990). Fondos marinos de soberanía y jurisdicción del Ecuador, *Geología y Geofísica Marina y Terrestre del Ecuador*. Comisión Nacional del Derecho del Mar. Guayaquil. 1-8.

Lagos, M. (2010). Magnitude and impact from the 2010 Chilean tsunami. *Chapman Conference of Giant Earthquakes and their*

Tsunamis, Book of Abstracts, 29 American Geophysical Union.

Rizzo, P. (1977). Catálogo de tsunamis en la costa ecuatoriana y su región insular. *Instituto Oceanográfico de la Armada*.

Ryan, H., Von Huene, R. and Kirby, S. (2012). Tsunami Hazards to U.S. Coast from Giant Earthquakes in Alaska. *EOS, Transactions, American Geophysical Union*. 93(19), 185-186.

Tagle, P. (2010). Tsunami en Puerto Ayora. *La Revista* 24, El Universo, 21 de marzo.