

Impacto de tsunami en la costa del Golfo de Guayaquil a partir del análisis de la sismicidad local aplicando simulación numérica

Ponce A. María Gabriela ⁽¹⁾, Ioualalen Mansour ⁽²⁾, Martillo B. Carlos ⁽³⁾

Facultad de Ingeniería en Ciencias de la Tierra ^(1,3)

Escuela Superior Politécnica del Litoral (ESPOL)

Campus Gustavo Galindo, Km 30.5 vía Perimetral

Apartado 09-01-5863. Guayaquil-Ecuador

Institut de Recherche pour le Développement (IRD)⁽²⁾

magaponc@espol.edu.ec ⁽¹⁾, mansour.ioualalen@geoazur.obs-vlfr.fr⁽²⁾, carlosmartillob@gmail.com⁽³⁾

Resumen

Ecuador al encontrarse en el cinturón de fuego del Pacífico, es una zona de ocurrencia de sismos de gran magnitud que pueden ser capaces de generar tsunamis, y debido a los grandes desastres ya ocurridos en otros lugares del mundo como Sumatra 2004 y Japón 2011, esta tesis tiene como objetivo crear escenarios tsunamigénicos, los más realistas posibles, en el Golfo de Guayaquil y a partir de estos, realizar modelos numéricos para poder analizar los resultados (distribución de la altura de ola y distribución de la inundación) desde el momento en que se genera la primera ola. Para llegar a esto se ha realizado un análisis geológico de la región (Golfo de Guayaquil), y de su sismicidad, para de esta manera definir escenarios tsunamigénicos probables que fueran usados para el análisis del impacto de un tsunami en la zona costera. Como resultado de esta tesis se obtuvo el análisis de la distribución de la altura de ola (Mapa de Run-up) y la distribución de la inundación (Mapa de inundación) en la zona costera del Golfo de Guayaquil.

Palabras Claves: Tsunamis, Golfo de Guayaquil, sismos, Mapa de Run-up, Mapa de inundación.

Abstract

Ecuador to be found in the Pacific Ring of Fire is an area of earthquakes occurrences of great magnitude that may be capable of generating tsunamis, and because major disasters have already occurred elsewhere in the world like Japan 2011 and Sumatra 2004, this thesis aims to create the most realistic as possible tsunamigenic scenarios in the Gulf of Guayaquil and make computer models to analyze the results (distribution of wave height and distribution of flood) from the time of the first wave is generated. To achieve this, there has been a geological analysis of the region (Gulf of Guayaquil), and seismicity to thereby define probable tsunamigenic scenarios to be used to analyze the impact of a tsunami in the coastal zone. As a result of this thesis is the analysis of the distribution of wave height (Run-up map) and the distribution of flooding (Flood Map) in the coastal zone of the Gulf of Guayaquil.

Keywords: Tsunamis, Gulf of Guayaquil, earthquakes, Run-up map, Flood map.

1. Introducción

El área de estudio se encuentra en una zona de subducción que ha sido responsable de grandes terremotos tales como los de 1906, 1942, 1956, 1979 en la zona Norte de Ecuador y los de 1901, 1933, 1953 generados en la zona Sur del país (Sur Ecuador-Norte Perú).

Aunque el área de estudio no es una zona con una fuerte sismicidad (Witt y Bourgois., 2009), los sismos mencionados han generado tsunamis, por lo cual es necesario realizar una evaluación de la amenaza de tsunami en las costas que rodean al Golfo de Guayaquil.

El estudio está dedicado al análisis del peligro, pues determina la distribución de la altura de ola que

podría ser generado por un sismo, sin considerar el riesgo en sí, que sería un proyecto aparte. **Este trabajo se lo podría considerar como una primera etapa para trabajos futuros de riesgo**, ya que los resultados que se obtendrán (distribución de altura de ola, distribución de la inundación) son necesarios para este tipo de posibles y futuros trabajos.

Una gran parte del trabajo está dedicado al análisis de sismicidad del Golfo de Guayaquil para establecer las fuentes sísmicas más realistas y extremas a usar. Para esto se plantearon dos escenarios, uno en la plataforma continental, que se tomó en base al sismo de 1953 y un segundo escenario tomado sobre la fosa en base al sismo de 1901. Debido a que se disponía de pocos datos sobre estos dos eventos, se establecieron los parámetros requeridos (dimensiones del segmento de ruptura, desplazamiento) por medio

de cálculos indirectos, para luego proceder a computar la propagación y el impacto de los supuestos tsunamis.

Finalmente se realizó el análisis de la distribución de olas de cada uno de los eventos alrededor de las costas del Golfo de Guayaquil.

2. Sismicidad del Golfo de Guayaquil

Los datos sísmicos se obtuvieron de dos fuentes 1.) SOUTHAMERICA 1471-1981, 2.) ECDIS 1973-2008.

Los catálogos muestran que hay 5 eventos sísmicos con magnitudes M_w mayores a 6.5, como son los sismos de 1901, 1924, 1933, 1953 y 1959. (Fig. 1)

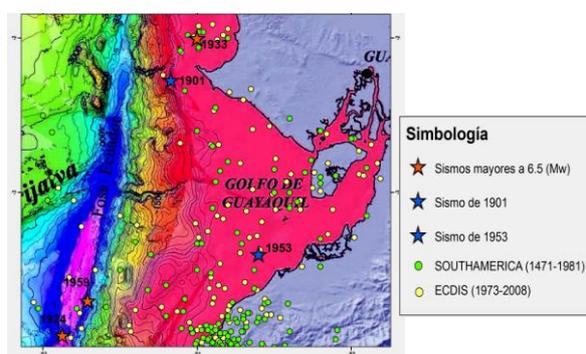


Figura 1. Localización de eventos sísmicos a lo largo del segmento sur de Ecuador (Golfo de Guayaquil), data del catálogo ECDIS (1973-2008) y SOUTHAMERICA (1471-1981). Localización de eventos ($M_w \geq 6.5$) marcados por estrellas naranjas, y la localización de los eventos de 1953 y 1901 marcados por las estrellas de color azul.

Los sismos del Golfo de Guayaquil considerados como fuentes tsunamigénicas, para el desarrollo del presente trabajo, son los de 1953 y 1901 debido a las siguientes razones:

- 1) Sus grandes magnitudes M_w (7.8 y 7.4 respectivamente),
- 2) La existencia de registros de que ambos generaron tsunamis,
- 3) La poca recurrencia de estos eventos, el de 1901 con 110 años de no presentarse otro evento similar, y el de 1953 con 58 años, nos indica que probablemente existe una gran acumulación de energía que no ha sido liberada desde la fecha en que ocurrieron estos eventos.
- 4) Ambos eventos se los asume como sismos producidos por subducción.
- 5) Sus ubicaciones, el sismo de 1901 se ubicó sobre la fosa a una profundidad aproximada de 2000 m y el de 1953 sobre la plataforma a una profundidad de 20 metros.

Cerca de donde ocurrió el sismo de 1953 (Fig. 2 S_P) y cerca del sismo de 1901 (Fig. 2 S_F), se puede observar un gap sísmico por lo que debido a las razones antes descritas sobre la importancia de estos dos eventos y a la observación de gap sísmicos se tomó a estos dos eventos como fuentes para el análisis de distribución de altura de ola. Se tomaron estos gap sísmicos como segmentos de ruptura para realizar los cálculos correspondientes para el análisis.

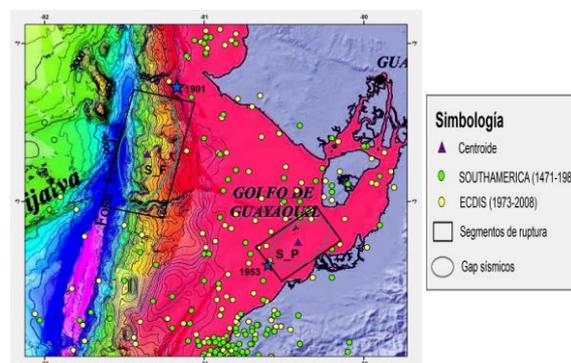


Figura 2. Localización de eventos sísmicos a lo largo del segmento sur de Ecuador (Golfo de Guayaquil), ubicación de segmentos de ruptura de las fuentes sísmicas. Data del catálogo SOUTHAMERICA (1471-1981) (puntos de color verde) y del catálogo ECDIS (1973-2008) (puntos de color amarillo). La localización de los eventos de 1953 y 1901 marcados por las estrellas de color azul. Se muestra la ubicación de dos gap sísmicos (elipses de color gris). Los segmentos utilizados para hallar los parámetros de ruptura para el sismo de 1953 (S_P) y para un escenario cerca de la fosa (S_F). Los triángulos de color púrpura muestran los centroides de los segmentos tomados.

Espinoza (1992) indica por medio de observaciones que el sismo de 1953 originó un tsunami con olas no destructivas, para la costa de La Libertad, en la península de Santa Elena las olas tuvieron una altura de 0,2 m mientras que en las costas peruanas alcanzaron la altura de 1,9 m.

3. Parámetros de ruptura del sismo de 1953 y 1901

Los parámetros necesarios para la simulación de propagación de tsunamis con FUNWAVE se los resume en la tabla 1.

Los datos que se tienen de estos sismos (1953 y 1901) son:

- 1) Las magnitudes M_w de 7.8 para el sismo de 1901 y 7.4 para el de 1953 (que nos da los valores de sus momentos sísmicos, lo cual es importante destacar que el momento sísmico para el evento de 1901 es 4 veces más grande que el de 1953), y

2) La posible ubicación de estos.

No se tienen los datos cuantitativos de desplazamiento, dimensiones del segmento de ruptura, para los cuales se realizó cálculos indirectos para estimar estos valores.

Para las dimensiones de los segmentos de ruptura se utilizó la noción del gap sísmico, también se utilizó un perfil sísmico (Calahorrano, 2005) disponible para la región (Figura 3) para estimar la pendiente del plano de ruptura y distancia focal. Con todas estas estimaciones se pudo estimar la cantidad del desplazamiento (Δ) del plano de ruptura (Tabla 1).

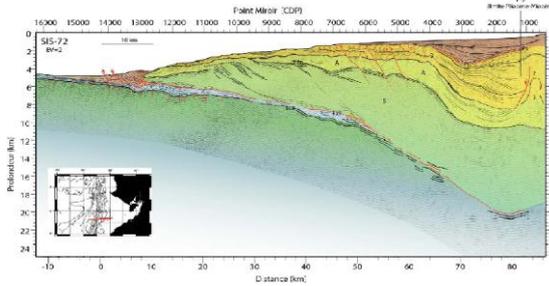


Figura 3. Perfil sísmico SIS-72 (Tomado de Calahorrano., 2005).

	S_P	S_F
x_0 (longitud)	80.41	81.33
y_0 (latitud) ($^{\circ}$N)	3.25	2.73
d (km)	22	5.5
ϕ ($^{\circ}$)	54	20
λ ($^{\circ}$)	90	90
δ ($^{\circ}$)	164	174
Δ (m)	2.7	4.2
L (km)	50	75
W (km)	30	40
τ (s)	20	20
Mo (N.m)	1.43×10^{20}	3.88×10^{20}
Mw	7.4	7.8
λ_0 (km)	30	40
τ_0 (sec.)	2042	286
η_0 (m)	-0.35,	-0.94,

Tabla 1. Parámetros de ruptura del sismo de 1953 y 1901. Parámetros de entrada de Okada (1985) (Las 12 primeras líneas): τ es el tiempo de retardo de la ruptura del segmento del terremoto; la longitud y latitud del centroide del segmento (X_0 , Y_0); d es la profundidad del centroide del segmento; ϕ el ángulo del rumbo de la falla (strike); λ es el ángulo del rake de la falla; δ es el ángulo de buzamiento (e.g. 180° –

θ , θ siendo el ángulo de buzamiento aparente) (Fig. 18). El desplazamiento máximo de la falla está dado por Δ ; (L , W) corresponden a la longitud y ancho del segmento; M_0 es el momento sísmico. M_w es la magnitud del sismo. Las 3 últimas líneas son las salidas resultantes de los cálculos de Okada (1985), donde λ_0 es la longitud de onda, τ_0 , es el periodo del tsunami inicial, y las amplitudes η_0 (el máximo de cresta, y el valle que es el mínimo).

4. El Modelado Numérico y el Dominio Computacional

Se ha utilizado un modelo de propagación de tsunamis y alcance de olas (run-up) llamado FUNWAVE. Este modelo trabaja con el dominio computacional entero y un algoritmo lineal de costa en movimiento, propuesto por Chen *et al.* (2000) y Kennedy *et al.* (2000) para la simulación del alcance de las olas (run-up). Además, el modelo incluye fricción en el fondo marino, y disipación de energía durante el rompimiento de olas y una sub-grilla de turbulencia.

Los parámetros necesarios para construir un dominio computacional preciso son: (i) la forma inicial de la ola, poniéndose aquí el equivalente a la deformación vertical del fondo marino; (ii) el área costera que está considerada en el estudio; (iii) la grilla (incluye batimetría y topografía) debe ser precisa, con espaciado adecuado.

En este estudio se construyó un dominio especial con una grilla separada 150 m desde 4.543° S a 1.600° S y desde 82.460° W a 79.800° W (una grilla con 1975 x 2168 nodos), con un tiempo de separación (time step) empírico óptimo $dt = 0.20$ s que fue elegido por medio de la relación $dt = 0.3 \min(dx, dy) / \sqrt{gh_{max}}$. Una grilla inicial fue obtenida de Géozur y ha sido reconstruida para nuestros propósitos utilizando el método de interpolación de Krigging con el paquete de software Surfer-8.

Tres conjuntos de datos fueron utilizados:

(i) Los datos batimétricos en la pendiente continental y la fosa, los cuales fueron obtenidos de los datos de Simrad EM12D multi-beam (con una resolución espacial de 150 m) (Collot *et al.*, 2005), para la parte de la plataforma, se usaron cartas marinas digitalizadas disponibles, que abarcaban el área del Golfo de Guayaquil desde el borde de la plataforma hasta el Norte de la Isla Puná.

(ii) Datos de ETOPO-2 fueron usados para completar los batimetría en el sector de la plataforma donde no existían.

(iii) Para la topografía, se utilizó el Modelo Digital de Terreno (DEM) que tiene una resolución espacial de 30 m. (Marc Souris., IRD).

5. Resultados: Escenario utilizando el sismo de 1901 sobre la fosa (Simulación S_F)

La configuración de este sismo de subducción hace que la primera ola que impacta a la costa al Sur de la Puntilla de Santa Elena sea una depresión (e.g. Playas) que provocaría el retiro del mar y una cresta al Norte (e.g. Salinas) (Fig. 5), sin embargo, debido a que el periodo de ola es muy corto, es decir 286 s (5 min) (Tabla. 1), hace que el arribo entre el fondo y la cresta sea muy cercano. Se produce una inundación en la zona de El Arenal al Sur de Playas a los 210 min luego de haberse generado la primera ola (Fig. 4).

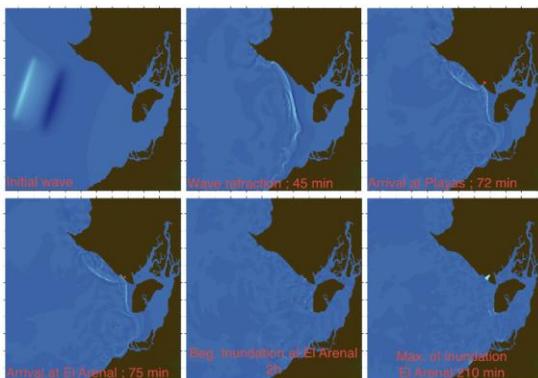


Figura 4. Secuencia de propagación de la ola para el evento de 1901 (Simulación S_F) a diferentes tiempos. La parte continental está representada de color café, el color azul oscuro representa el fondo de la ola mientras que el color azul luminoso es la cresta. El modelo de propagación puede calcular la inundación en tierra (última figura a tiempo 210 min) y también cuando el agua se retira el modelo muestra este punto como tierra (el algoritmo “Moving Shoreline” implementado en el modelo del tsunami). Para la paleta de colores se utilizó un azul luminoso para toda ola mayor a 2 metros y un azul oscuro para toda ola menor a 2 metros, esto se lo realizó para tener una mejor visualización.

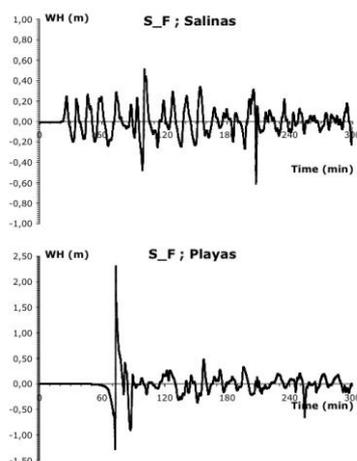


Figura 5. Señal temporal de la altura de ola de la simulación S_F para la zona de Salinas y Playas. La representación del tiempo se encuentra en minutos y la altura de ola (WH) en metros.

En la Figura 6 se observa que debido a la directividad de la ola las olas más grandes se encuentran en la zona desde el Sur de la Puntilla de Santa Elena hasta el Sur de la Isla Puná. En la región al sur de Playas (El Arenal) aparece una importante zona de inundación (Fig. 6 y 7c). Esto se debe a que en esta zona se tiene una topografía más plana que en los alrededores. En este caso, la ola puede propagarse e inundar mientras que en los alrededores la ola se refracta. Esta inundación alcanza una distancia de 7 Km. (Fig. 8).

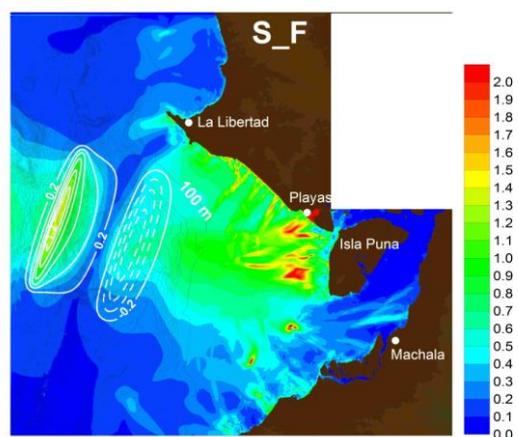


Figura 6. Distribución de altura máxima de ola (WH, referente al nivel del mar) en la costa del dominio computacional para el sismo de 1901 (Simulación S_F). También está representada la batimetría a niveles cada 100 m. La ola inicial (deformación inicial de la columna de agua) con isobatas de 0,2 m, la línea continua de color blanco representa la cresta de agua (levantamiento del fondo marino), mientras que las líneas punteadas de color blanco representan la depresión (subsistencia del fondo). La paleta de colores representa las alturas de olas (WH) de 0-2 metros, para una mejor visualización.

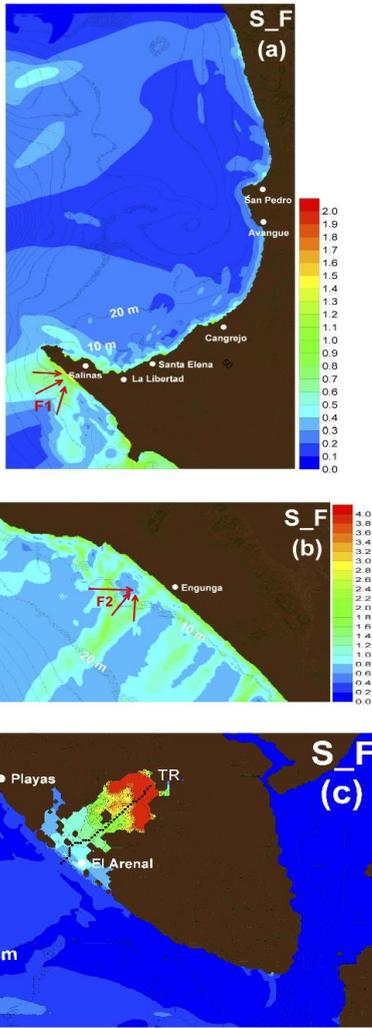


Figura 7. Detalles de la figura 5 con diferentes paletas de colores adaptados a las alturas de olas locales desde el norte de la Puntilla de Santa Elena hasta el sur de Playas. Los puntos de color negro representan las posiciones de los puntos del perfil TR tomado en esta zona (Fig. 23). F1 y F2 representan zonas de focalización ilustradas con las flechas rojas.

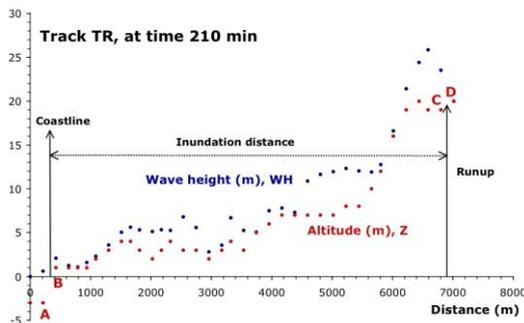


Figura 8. Perfil tomado en la zona de El Arenal al sur de Playas, donde se produce una gran inundación (perfil TR localizado en la figura 7) a 210 minutos. Los puntos rojos representan la altura Z (topografía) y los puntos azules la altura de ola (WH) referente al nivel del mar.

6. Resultados: Escenario utilizando el sismo de 1901 sobre la fosa (Simulación S_F)

La figura 9 muestra la secuencia de propagación de la ola. En este caso, la configuración de el sismo de subducción hace que la primera ola que impacta a la costa al sur (Norte Perú-Sur Ecuador) sea una depresión (e.g. Puerto Pizarro en Perú y Machala en Ecuador). Al norte desde la Isla Puná se tiene la cresta (e.g. Salinas, Playas Fig. 9). Esta vez el periodo de ola es mucho más grande que para el evento de 1901 (2042 s al inicio de la ola, cerca de 34 min porque la ola tiene una baja velocidad en la plataforma, (Tabla 1) hace que el tiempo de arribo entre el fondo y la cresta sea muy grande.

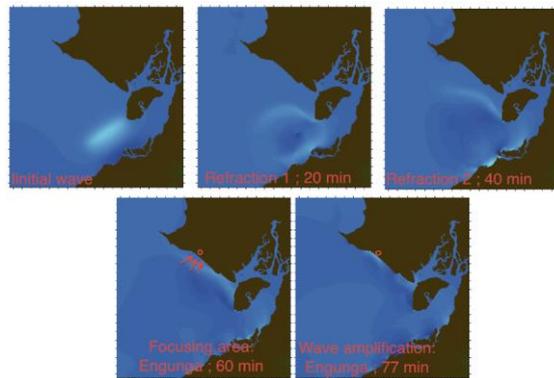


Figura 9 Secuencia de propagación de la ola para el evento de 1953 (Simulación S_P) Para la paleta de colores se utilizo un azul luminoso para toda ola mayor a 1.5 metros y un azul oscuro para toda ola menor a 1.5 metros, esto se lo realizó para tener una mejor visualización.

También las imágenes 2 y 3 (a 20 y 40 min) ilustran el proceso de refracción. La imagen 4 (a 60 min) muestra un proceso de focalización cerca de Engunga (la ola encuentra isobatas convexas) que genera una amplificación de la ola a 77 min (última figura).

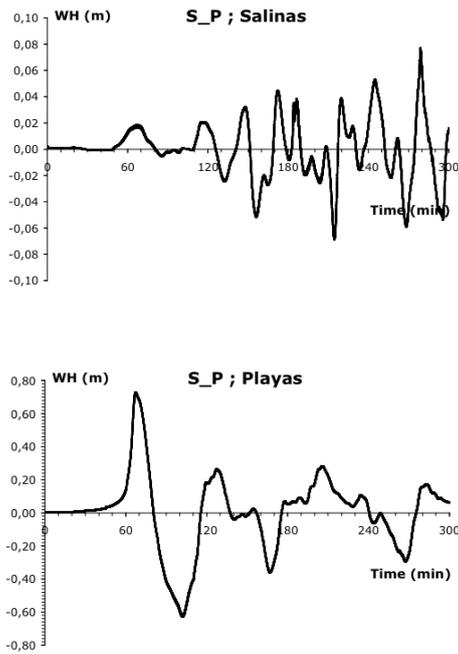


Figura 10. Señal temporal de la altura de ola de para el evento de 1953(simulación S_P).

Esta vez la directividad de la ola es S-N (Fig. 11). Por esta razón las zonas que tendrán mayor impacto son las que se encuentren en la zona entre Salinas y el sur de la isla Puná y la zona al Norte de Perú-Sur Ecuador.

Durante este evento las olas son relativamente bajas y sin inundación menos de 1 m al norte hasta 1.65 m al sur (Fig. 11).

Lo más importante es que los resultados están en concordancia con observaciones del tsunami (Espinoza., 1992): Encontramos olas de 20 a 23 cm en La Libertad (20 cm observadas) y olas de hasta 1.65 m en Puerto Pizarro al norte de Perú (1.9 m según observaciones). Esto indica que nuestra metodología (Utilización de la noción del gap sísmico, perfiles sísmicos, simulación numérica robusta) parece coherente.

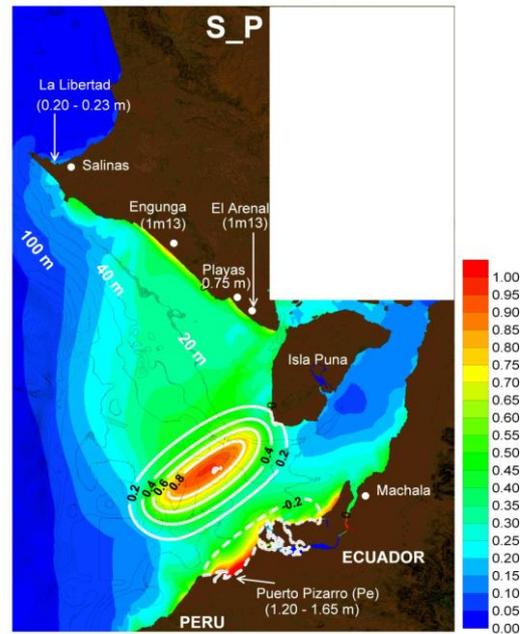


Figura 11. Distribución de altura máxima de ola para el evento de 1953 (simulación S_P). La batimetría está representada a niveles cada 20 m. La paleta de colores representa las alturas de olas (WH) de 0-1 metro.

7. Conclusiones y Recomendaciones

El área de estudio para esta tesis fue el Golfo de Guayaquil y una vez realizado el análisis de los sismos en la zona del Golfo, se tomó como referencia dos fuentes sísmicas, una sobre la plataforma continental (sismo de 1953) y otra sobre la fosa (sismo de 1901). Estos dos eventos presentan grandes diferencias como: su ubicación, sus magnitudes (7.8 para el sismo de 1901 y 7.4 para el sismo de 1953) que aunque ambas son grandes sus momentos sísmicos varían considerablemente hasta 4 veces más para el sismo de 1901, dimensiones del segmento de ruptura (el segmento tomado para el sismo de 1901 es mayor que el segmento tomado para el sismo de 1953).

Las diferencias antes mencionadas hacen que desde el momento en que se genera la primera ola y sus impactos hacia la costa sean potencialmente diferentes para ambos eventos.

La importancia que tienen estos sismos es que son eventos pasados de hasta más de un siglo para el evento de 1901 y de 58 años para el de 1953 y ya que desde ese tiempo no se han producido eventos similares en las zonas donde ocurrieron estos, es probable que la energía que se encuentra acumulada en las zonas sea considerable, lo que nos llevaría a recomendar la preparación ante una evento sísmico de estas magnitudes y un evento tsunamigénico

especialmente en las zonas donde según los resultados se ven más afectadas.

La única información inicial que se obtuvo de estos dos eventos utilizados como fuentes sísmicas para este estudio fueron las magnitudes M_w , con esto sus momentos sísmicos y sus posibles ubicaciones. Para generar los otros parámetros necesarios para la simulación como: dimensiones del segmento de ruptura, desplazamiento, profundidad focal, se utilizaron cálculos indirectos y perfiles sísmicos disponibles.

Los resultados obtenidos para el evento de 1953 muestran que se produce una focalización en la zona de Engunga que produciría olas de 1.13 m, y olas de la misma altura en la región de El Arenal. En La Libertad según la simulación se obtienen olas de 0.20 a 0.23 m en ninguno de estos lugares se produce inundación. Al sur de Ecuador-Norte Perú se obtienen olas de hasta 1.65 m que tampoco producen una inundación considerable.

Estos resultados han sido concordantes con observaciones registradas en La Libertad (olas de 0.20 m observadas) y Perú (olas de 1.99 m observadas) lo que indica que la metodología utilizada para esta tesis como: la hipótesis de gap sísmico para hallar las dimensiones del segmento de ruptura, los perfiles sísmicos utilizados para hallar el ángulo de subducción en la zona que se produjo el evento y la simulación numérica son coherentes.

Para el evento de 1901 se obtiene que para el sector de Salinas el arribo de la primera ola es la cresta de la misma, sin embargo la altura de ola máxima en esta zona es de 50 cm, la directividad y refracción es lo que produce que las olas en esta zona sean bajas.

En El Arenal se realizó un perfil a los 210 minutos que es cuando se produjo la mayor inundación, dando como resultado que la distancia máxima de inundación son 7 Km tierra adentro y la altura de ola máxima local es de 5 metros.

Sería interesante verificar en campo los resultados obtenidos, principalmente de la inundación producida en la zona de El Arenal; Esta es una ventaja de hacer simulaciones numéricas, otra ventaja es que una simulación numérica ofrece una distribución de olas a gran escala sin esfuerzos mayores.

8. Agradecimientos

A Mansour Ioualalen, Ph.D. y al IRD, por la dirección y financiamiento de este trabajo, sin lo cual no habría sido posible. A Carlos Martillo, Ing. de la ESPOL y al INOCAR por facilitar la información y

realización de esta tesis. A Gastón Proaño, Ing. Subdecano de la FICT-ESPOL.

14. Referencias

- [1]. Bull, W. B., (1985). Correlations of flights of global marine terraces, Morisawa M., y Hack J. (Editores), *15th Annual Geomorphology Symposium*. Hemel Hempstead, State University of New York, Binghamton, 129 – 152.
- [2]. Calahorrano, A., (2005). Structure de la marge du Golfe de Guayaquil (Equateur) et propriétés physiques du chenal de subduction, a partir de données de sismique marine réflexion et réfraction., PhD thesis, Université Pierre et Marie Curie Paris VI.
- [3]. Chen, Q., Kirby, J.T., Dalrymple, R.A., Kennedy, A.B., and Chawla, A., (2000). Boussinesq modeling of wave transformation, breaking, and run-up. II: 2D. *J. Waterway, Port, Coast, and Oc. Engr.*, ASCE, 126(1), 48–56.
- [4]. Chunga, K., Michetti, A., Pazmiño, N., Martillo, C., Romero, A., Quiñonez, M. F., (2009). Estimación de máximos niveles de sismicidad para el litoral ecuatoriano a través de la integración de datos geológicos, sísmológicos y sismotectónicos, *ICTP, TRIL, UTCNDM, Universidad de Guayaquil*, 4, Tabla1.
- [5]. Collot, J.-Y., Michaud, F., Alvarado, A., Marcaillou, B., Sosson, M., Ratzov, G., Migeon, S., Calahorrano, A., Pazmiño, N., (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 Carnegie, Collot, J.-Y., Sallares, V., y Pazmiño, A. Eds., INOCAR-IRD, Quito, Geología y Geofísica Marina y Terrestre del Ecuador desde la Costa Continental hasta las islas Galápagos.
- [6]. Collot, J.-Y., Migeon, S., Spence, G., Legonidec, Y., Marcaillou, B., Schneider, J.-L., Michaud, F., Alvarado, A., Lebrun, J.-F., Sosson, M., y Pazmiño, A., (2005). Seafloor margin map helps in understanding subduction earthquakes, *EOS Transactions, American Geophysical Union*, 86 (46), 464-466.
- [7]. D'Acromont, E., Ribodetti, A., Collot, J.-Y. y Sage, F., (2005). Margin structure and destabilization processes on the Ecuador margin by 2D quantitative seismic imaging, *EOS Trans., AGU, Fall Meeting, Suppl., Abstract*, San Francisco.

- [8].Espinoza, J., (1992). Terremotos tsunamigénicos en el Ecuador, *Acta Oceanográfica del Pacífico INOCAR*, 25, 66-82. Geologica del Peru, vol.32, Part 2, 225-238.
- [9].Ioualalen, M., Asavanant, J., Kaewbanjak, N., Grilli, S.T., Kirby, J.T, and Watts, P., (2007). Modeling of the 26th December 2004 Indian Ocean tsunami: Case study of impact in Thailand. *J. Geophys. Res./Oceans*, 112, C07024, doi:10.1029/2006JC003850.
- [10].Kendrick, E., Bevis, M., Smalley, R. Jr., Brooks, B., Vargas, R. B., Lauria, E. y Souto Fortes, L. P.,(2003). The Nazca-South America Euler vector and its rate of change, *Journal of South American Earth Sciences*, 16 (2), 125-131. Doi: 10.1016/S08959811(03)00028-2.
- [11].Lonsdale, P.,(2005). Creation of the Cocos and Nazca plates by fission of the Farrallon plate, *Tectonophysics*, 404, 237-264.
- [12].Michaud, F., Collot, J.-Y., Alvarado, A., López, E., y el personal científico y técnico del INOCAR., (2006). Republica del Ecuador, Batimetría y Relieve Continental e insular, INOCAR, IOA-CVM-01-Post.
- [13].Nocquet, J.-M., Mothes, P., Alvarado, A., (2009). Geodesia, geodinámica y ciclo sísmico en Ecuador, Collot, J.-Y., Sallares, V., y Pazmiño, A. Eds., INOCAR-IRD, Quito, Geología y Geofísica Marina y Terrestre del Ecuador desde la Costa Continental hasta las islas Galápagos.
- [14].Okada, Y., (1985) Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull. Seis. Soc. Am.* 75(4), 1135–1154.
- [15].Santana, E., Dumont, J. F., (en prep.). Documento científico-técnico para definir el comportamiento morfo-estructural del Golfo de Guayaquil en la parte terrestre correspondiente a los sectores de: Posorja-Guayaquil-Naranjal-Puerto Bolívar-Puná-Santa Clara.
- [16].Silgado, F.E. (1957). El movimiento sísmico del 12 de diciembre de 1953. Boletín de la Sociedad
- [17].Witt, C., Bourgois, J., (2009). Relaciones entre la evolución de la Cuenca del Golfo de Guayaquil-Tumbes y el escape del Bloque Nor-Andino, Collot, J.-Y., Sallares, V., y Pazmiño, A. Eds., INOCAR-IRD, Quito, Geología y Geofísica Marina y Terrestre del Ecuador desde la Costa Continental hasta las islas Galápagos.
- [18].Witt, C., Bourgois, J., Michaud, F., Ordoñez, M., Jimenez , N. and Sosson, M., (2006). Development of the Gulf of Guayaquil (Ecuador) during the Quaternary as an effect of the North Andean block tectonic escape. *Tectonics*, TC3017, doi:10.1029/2004TC001723,25, 1-22.