

ESCUELA SUPERIOR POLITÉCNICA DEL LITORAL

Facultad de Ingeniería en Ciencias de la Tierra

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

TESIS DE GRADO

Previo a la obtención del título de:

INGENIERA GEOLOGA

Presentada por:

MARIA GABRIELA PONCE ADAMS

GUAYAQUIL – ECUADOR

2011

AGRADECIMIENTO

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.

DEDICATORIA

A mi mamá y papá por ser las personas más extraordinarias que conozco, siempre apoyándome ante cualquier decisión que tome.

A mis hermanos, María José, Emilia, Carlitos; a mis tías Martha y Verónica; a mi tío Junior; a mis abuelos Haydee y Eduardo y a mis primos Francesca, Arduino y Amanda

A mis "lluvias" que siempre creyeron en mi y están siempre apoyándome y aconsejándome.

TRIBUNAL DE GRADUACIÓN

Ing. Gastón Proaño
SUBDECANO DE LA FICT

Dr. Mansour Ioualalen
DIRECTOR DE TESIS

Ing. Carlos Martillo
CO - DIRECTOR DE TESIS
VOCAL PRINCIPAL

Ing. Edison Navarrete
VOCAL SUPLENTE

DECLARACIÓN EXPRESA

“La responsabilidad del contenido de esta Tesis, me corresponde exclusivamente, y el patrimonio intelectual de la misma a la ESCUELA SUPERIOR POLITÉCNICA DEL LITORAL”.

(Reglamento Exámenes de Títulos
Profesionales de la ESPOL)

María Gabriela Ponce Adams

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, 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.

INDICE GENERAL

AGRADECIMIENTO	I
DEDICATORIA	II
TRIBUNAL DE GRADUACIÓN	III
RESUMEN	V
INDICE GENERAL	VI
ÍNDICE DE FIGURAS	VIII
ÍNDICE DE TABLAS	XI
CAPITULO 1	1
1. INTRODUCCION	1
1.1 INTRODUCCIÓN A NOCIONES BÁSICAS ASOCIADAS AL RIESGO	4
1.2 INTRODUCCIÓN A LAS CARACTERÍSTICAS PRINCIPALES DE LOS TSUNAMIS	5
2. GEOLOGIA REGIONAL	12
2.1 MARCO GEODINÁMICO	12
2.2 CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS DEL MARGEN CONTINENTAL DEL ECUADOR ...	14
2.2.1 <i>Segmento Norte</i>	16
2.2.1 <i>Segmento Central</i>	19
2.2.1 <i>Segmento Sur</i>	22
3. GEOLOGÍA LOCAL	25
3.1 EL GOLFO DE GUAYAQUIL	25
3.1.2 <i>Estructuras del Golfo de Guayaquil</i>	26
3.2 SISMICIDAD DEL GOLFO DE GUAYAQUIL	30
3.2.1 <i>Descripción de los sismos de 1953 y 1901</i>	34
3.2.2 <i>Parámetros de ruptura del sismo de 1953 y 1901</i>	36
4. SIMULACIONES	44
4.1 SIMULACIÓN DEL TSUNAMI	44
4.2 EL MODELADO NUMÉRICO	45
4.3 EL DOMINIO COMPUTACIONAL	47

5. RESULTADOS DE LAS SIMULACIONES NUMÉRICAS	51
5.1 ESCENARIO UTILIZANDO EL SISMO DE 1901 SOBRE LA FOSA: SIMULACIÓN S_F.	52
5.2 ESCENARIO UTILIZANDO EL SISMO DE 1953 SOBRE LA PLATAFORMA CONTINENTAL: SIMULACIÓN S_P.....	59
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	64
BIBLIOGRAFIA	68

ÍNDICE DE FIGURAS

FIG. 1. LAS TRES ETAPAS DE UN TSUNAMI.	6
FIG. 2. LA VELOCIDAD Y LONGITUD DE LA OLA DEPENDIENDO DE LA PROFUNDIDAD.....	9
FIG. 3. FOCALIZACIÓN Y DISMINUCIÓN DE LA PROFUNDIDAD (SCIENTIFIC AMERICAN, 1999).....	10
FIG. 4. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL (PEDOJA.,ET AL 2009).....	15
FIG. 5. TALUD DEL SEGMENTO NORTE (COLLOT ET AL., 2009.).....	17
FIG. 6. AMPLITUD DE LA PLATAFORMA CONTINENTAL DEL ECUADOR (MARTILLO ET AL., 2011).....	18
FIG. 7. TALUD DEL SEGMENTO CENTRAL (COLLOT ET AL., 2009.).....	20
FIG. 8. TALUD DEL SEGMENTO CENTRAL (SUPERIOR) (COLLOT ET AL., 2009.).....	21
FIG. 9. TALUD DEL SEGMENTO SUR (COLLOT ET AL., 2009.).....	23
FIG. 10. MAPA ESTRUCTURAL DE LA ZONA DE LA CUENCA DEL GOLFO DE GUAYAQUIL (CGG). (WITT Y BOURGOIS, 2009)	28

FIG. 11. LOCALIZACIÓN DE EVENTOS SÍSMICOS A LO LARGO DEL SEGMENTO ANDINO ENTRE EL SUR DE COLOMBIA Y EL NORTE DE PERÚ, DATA DEL CATÁLOGO USGS-NEIC. (WITT Y BOURGOIS 2009). **30**

FIG. 12. 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)..... **33**

FIG. 13. 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) Y ECDIS (1973-2008), LA UBICACIÓN DE DOS GAP SÍSMICOS. **35**

FIG. 14. REPRESENTACIÓN ESQUEMÁTICA DE LA RUPTURA CORRESPONDIENTE A UNA FALLA INVERSA CON BUZAMIENTO HACIA EL ESTE **38**

FIG. 15. PERFIL SÍSMICO SIS-72 (CALAHORRANO., 2005)..... **41**

FIG. 16. PERFIL SÍSMICO UTILIZANDO LOS SISMOS DEL CATÁLOGO SOUTHAMERICA..... **42**

FIG. 17. DATOS QUE FUERON UTILIZADOS PARA CONSTRUIR EL DOMINIO COMPUTACIONAL..... **50**

FIG. 18 SECUENCIA DE PROPAGACIÓN DE LA OLA PARA EL EVENTO DE 1901 (SIMULACIÓN S_F) A DIFERENTES TIEMPOS..... **53**

FIG. 19 SEÑAL TEMPORAL DE LA ALTURA DE OLA DE LA SIMULACIÓN S_F PARA LA ZONA DE SALINAS Y PLAYAS.	54
FIG. 20. DISTRIBUCIÓN DE ALTURA MÁXIMA DE OLA EN LA COSTA DEL DOMINIO COMPUTACIONAL PARA EL SISMO DE 1901 (SIMULACIÓN S_F).....	55
FIG. 21. DETALLES DE LA FIGURA 20 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.	57
FIG. 22. PERFIL TOMADO EN LA ZONA DE EL ARENAL AL SUR DE PLAYAS, DONDE SE PRODUCE UNA GRAN INUNDACIÓN (PERFIL TR LOCALIZADO EN LA FIGURA 21) A 210 MINUTOS	58
FIG. 23 SECUENCIA DE PROPAGACIÓN DE LA OLA PARA EL EVENTO DE 1953 (SIMULACIÓN S_P).....	60
FIG. 24 SEÑAL TEMPORAL DE LA ALTURA DE OLA DE PARA EL EVENTO DE 1953 (SIMULACIÓN S_P).....	61
FIG. 25 DISTRIBUCIÓN DE ALTURA MÁXIMA DE OLA PARA EL EVENTO DE 1953 (SIMULACIÓN S_P).....	62

ÍNDICE DE TABLAS

TABLA 1. PARÁMETROS DE RUPTURA DEL SISMO DE 1953 Y UN	
SEGMENTO TOMADO CERCA DE LA	
FOSA.....	43

CAPITULO 1

1. INTRODUCCION

De más de 2000 tsunamis observados y/o medidos por el Centro Mundial de Datos Geofísicos, el 83% tuvo su origen en el Océano Pacífico, y en su mayoría han sido generados por sismos en la zona costera de subducción de placas tectónicas.

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).

El área de estudio, aunque 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.

En el área de estudio se presentan zonas de acantilados y costas bajas, plenamente pobladas, con infraestructuras, refinerías, camaroneras, etc. Al Norte del golfo se encuentra la ciudad de Guayaquil con más de tres millones de habitantes, también se encuentra el campo explotable de gas natural Amistad, ubicado en Anconcito; razones por las cuales este estudio es necesario.

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 de la región para de esta manera definir un escenario sísmico real que será usado para nuestro análisis del impacto de un tsunami en la zona costera.

Al principio se define el concepto de peligrosidad, ya que como se mencionó anteriormente, el estudio está dedicado a este análisis y no al de riesgo. Luego se establecieron las características principales de los tsunamis, debido a que el trabajo está enfocado en la distribución de las olas de tsunami y los mecanismos que afectan esta distribución ya sea amplificando la ola o atenuándola.

Posteriormente se analizó la geodinámica 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.

1.1 Introducción a nociones básicas asociadas al riesgo

El riesgo natural se lo define como la probabilidad de que un territorio y la sociedad que habita en él se vean afectados por un evento extraordinario, en otras palabras, riesgo= peligrosidad x vulnerabilidad.

La peligrosidad (*hazard*, en inglés) se refiere a la probabilidad de que un fenómeno natural de cierta extensión, intensidad y duración con consecuencias negativas ocurra.

La vulnerabilidad hace referencia al impacto del fenómeno sobre la sociedad y depende fuertemente de la respuesta de la población frente al riesgo.

El número de desastres no ha aumentado, sin embargo el riesgo sí, debido al incremento de la población e infraestructuras, es decir la vulnerabilidad es la variable en aumento durante los últimos años.

1.2 Introducción a las características principales de los tsunamis

1.2.1 Definición de tsunami:

Un tsunami es una serie de ondas de longitudes largas (comparadas con la profundidad del agua) que puede ser causado por terremotos, deslizamientos submarinos, erupciones volcánicas y choque de asteroides (Bondevik *et al.*, 1997).

Debido a sus periodos bajos (decenas de minutos a horas), los tsunamis son poco afectados por la viscosidad. Como resultado, son cuasi-conservativos y pueden cruzar océanos enteros sin pérdidas de energía significativas. Las ondas están compuestas por un grupo de ondas solitarias contrarias al periodo del oleaje de aguas profundas. Su estructura armónica es como el oleaje en la playa (oleaje de onda larga se transforma en un oleaje de onda corta cuando alcanza la playa).

Las tres etapas de un tsunami son: 1) la generación de la ola, 2) su propagación en mar abierto y 3) su interacción con la costa (Fig. 1). ; Las cuales se describen a continuación.

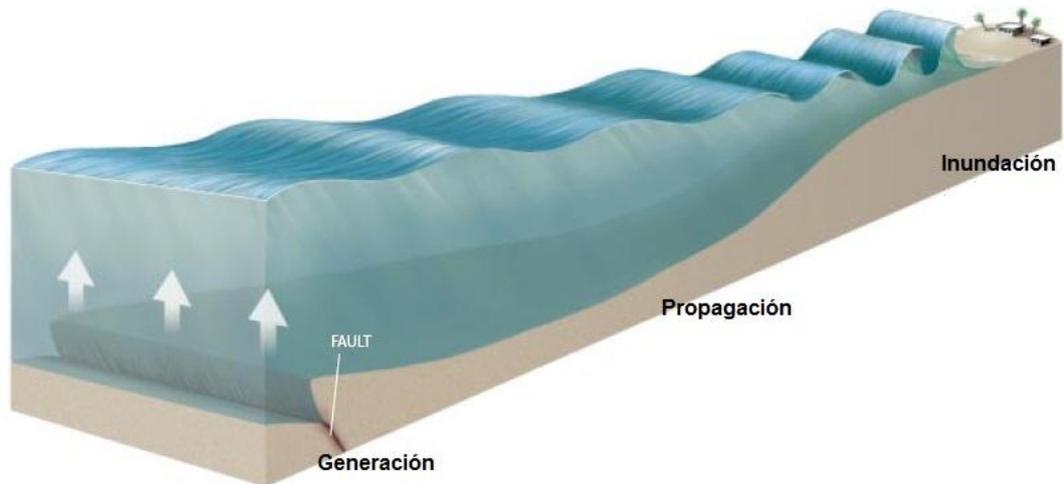


Fig. 1. Las tres etapas de un Tsunami – generación, propagación e inundación (fuente Scientific American, 1999).

1.2.2 Generación de la ola:

La ola de tsunami se puede generar ya sea por un terremoto, deslizamiento, erupciones volcánicas.

Debido a que el escenario tomado para esta tesis es el de un tsunami generado por terremoto, vamos a enfocarnos solo en éste tipo de generación.

Los sismos son resultado de un proceso de deformación elástico y una acumulación de esfuerzos en una zona de la corteza terrestre que se mantiene hasta que se supera la resistencia del material, esto es conocido como modelo del rebote elástico. Una vez superada ésta resistencia la energía es liberada bruscamente y se produce el terremoto.

Para la generación de un tsunami el movimiento que se produce para la liberación de energía en la falla debe ser un movimiento vertical, y la falla generalmente es de tipo inversa.

El movimiento de la falla puede ser descrito por los parámetros propuestos por Okada (1985): la localización de la falla, geometría (rumbo, buzamiento y rake), tamaño de la falla (longitud y ancho), y la cantidad de desplazamiento.

El factor principal que determina el tamaño inicial del tsunami es la cantidad de desplazamiento vertical del fondo marino dado por el terremoto, es decir,

por su magnitud, profundidad, mecanismo del plano de falla, velocidad de deformación y profundidad de la columna de agua cercana al terremoto.

1.2.3 Propagación de un tsunami en el océano:

En mar abierto un tsunami tiene un comportamiento lineal del cual la velocidad de propagación c es cercana a la expresión $c = \sqrt{g \cdot h}$ donde g es la gravedad y h es la profundidad de la columna de agua (Airy, 1845). Como consecuencia la onda no es dispersiva (o lo es ligeramente) y la profundidad del fondo marino determina los tiempos de llegada.

La longitud de onda es muy grande puede llegar a ser de decenas de kilómetros y su amplitud es muy pequeña.

1.2.4 Interacción de un tsunami con la costa

Al llegar a la costa, la onda de tsunami se comporta de forma distinta que en mar abierto, aquí ocurre un fenómeno llamado amplificación de ola.

La amplificación de un tsunami es en gran parte determinada por tres procesos principales: 1) la disminución de la profundidad (shoaling), 2) focalización (focusing) y 3) resonancia de bahía (bay resonance).

- Disminución de la profundidad (*Shoaling* en inglés).- La ley de Green (la ley más simple de pendientes es obtenida por la ley de conservación de flujo) estima los efectos de variación batimétrica en la amplitud de las ondas de un tsunami (Fig. 2).

$$a_2 = a_1 \left[\frac{h_1}{h_2} \right]^{1/4}$$

Donde a_1 y a_2 son las amplitudes y h_1 y h_2 son las profundidades para dos ondas.

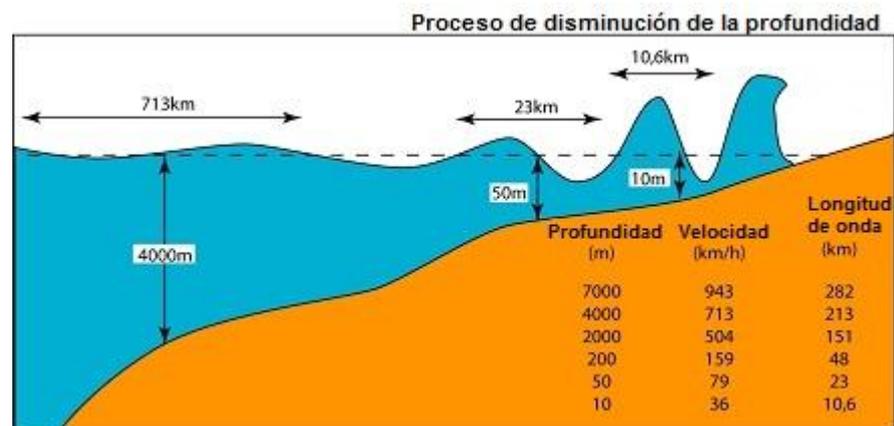


Fig. 2. La velocidad y longitud de la ola dependiendo de la profundidad.

bloqueada comienza entre un modo particular de tsunami y determinada frecuencia de la bahía. La fase bloqueada está estrictamente ligada a las escalas de tiempo, longitud de onda del tsunami y el tamaño de la bahía. La existencia de un modo de resonancia, en particular asociado con la fase de bloqueo, está ligada a la naturaleza de dispersión para la onda de llegada.

CAPITULO 2

2. GEOLOGIA REGIONAL

2.1 Marco Geodinámico

El Ecuador se encuentra en el extremo Noroeste de América del Sur, sector donde convergen las placas tectónicas de Nazca y Sudamericana.

La placa oceánica de Nazca de edad Neógena (Hey., 1977; Lonsdale y Klitgord.,1978; Lonsdale., 2005) subduce bajo la placa continental Sudamericana.

La convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana se incrementa desde 5.35 cm/año en la latitud 5°N en una dirección aproximada N80°E, hasta 5.78 cm/año en la latitud 4°S en una dirección N83°E (Collot et al., 2009). El ante-arco submarino, la cordillera de la costa, la planicie ante-arco y las cordilleras andinas forman el Bloque Nor-Andino (BNA), que es deformado y trasladado hacia el NNE a lo largo de la Megafalla Guayaquil-Caracas, con respecto al escudo Brasileño (Case et al., 1971; Ego et al., 1995). El movimiento relativo entre la placa de Nazca y el BNA es de aproximadamente 5.2 cm/año en una dirección N88°E. (Kendrick et al. 2003; Trenkamp et al., 2002).

Sobre la placa Nazca se encuentra la cordillera asísmica de Carnegie, que subduce frente al margen central del Ecuador, con un ángulo entre 4° y 9° en los primeros kilómetros (Calahorrano., 2001; Graindorge et al., 2004). En zonas más alejadas de la fosa presenta un ángulo de subducción de aproximadamente 25°, que es menor respecto a la placa oceánica ubicada al norte de esta cordillera aproximadamente 30° - 35° (Pennington, 1981; Gutcher et al., 1999; Lonsdale, 1978). La cordillera de Carnegie incluye una zona plana nombrada por Lonsdale (1978) como plataforma de Carnegie que tiene 3000 m de profundidad, y aproximadamente 100 – 150 km de ancho,

incluye también montes submarinos como el monte Salinas que se encuentra al oeste del cañón de Santa Elena, tiene 35 Km de largo (Fig. 4).

2.2 Características geológicas del margen continental del Ecuador

Para mencionar las características geológicas del margen continental del Ecuador, se lo ha dividido en tres segmentos. 1) segmento Norte (Desde el cañón de Esmeraldas hasta el cañón de Patia), 2) segmento Central (Desde la parte Norte del cañón de Santa Elena hasta la parte sur del cañón de Esmeraldas) y 3) segmento Sur (Desde el cañón de Santa Elena hasta el Banco Perú) (Collot et al., 2009) (Fig.4.).

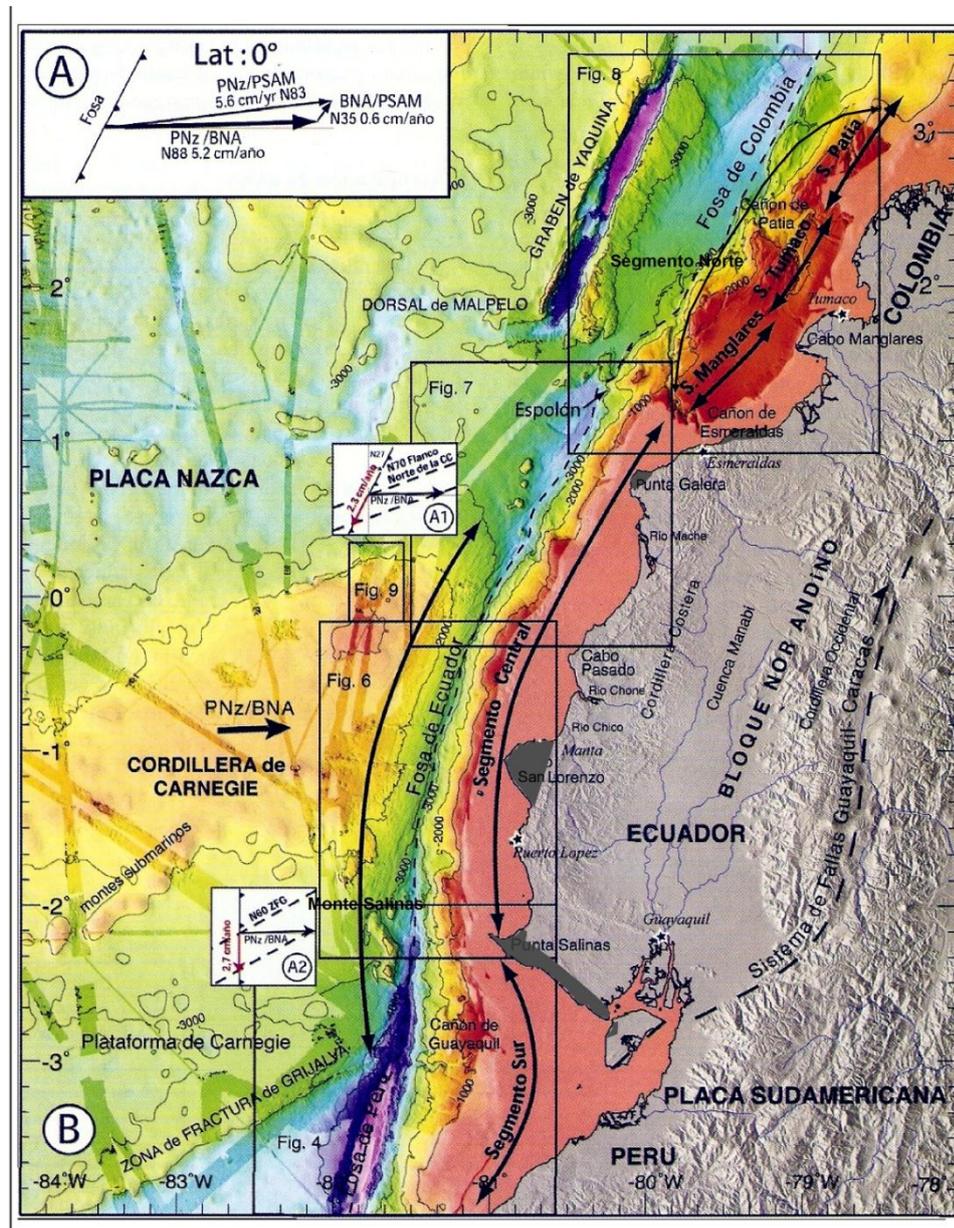


Fig. 4. Marco Geológico Regional (Modificado de Collot et al., 2009).- (A) Vectores de convergencia entre las placas de Nazca (PNz), la placa Sudamericana (PSAM) y el Bloque Nor-Andino con respecto a la fosa (línea a trazos) (según Nocquet y Mothes., 2009). (B) Batimetría a intervalos de 200-m, y topografía de la zona de subducción de Ecuador y del sur de Colombia (según Michaud et al., 2006). Se muestra el monte submarino Salinas al sur de la cordillera de Carnegie, así como la división del país en segmentos Norte, Central y Sur de acuerdo a diferencias morfológicas según Collot et al., 2009. Las zonas en gris corresponden a las zonas de tablazos o levantamiento cuaternario (Pedoja., et al 2009).

2.2.1 Segmento Norte

Esta zona posee un margen de tipo acrecionario, estos márgenes están caracterizados por una cuña externa o prisma de acreción activa hecha de la roca sedimentaria tectonizada que fue separada del material de la fosa en subducción, esta cuña externa crece hacia la fosa anteponiéndose a rocas más viejas del margen que forman la cuña interna. Estos márgenes aportan en el crecimiento continental, en esta zona el aporte está dado desde los Andes hacia la fosa por el cañón de Esmeraldas y Patia-Mira (Collot et al., 2009).

Una de las características más importantes de este tipo de margen es un conjunto de fallas inversas correspondientes a esfuerzos de compresión y un ángulo relativamente bajo de pendiente del talud.

Esta zona presenta un talud muy ancho con muchas irregularidades y muy poca pendiente (Fig. 5), aquí se encuentran los cañones Esmeraldas, Patia Mira y Sanquianga. El alto Manglar y Esmeraldas, la cordillera de Tumaco, la cuenca Manglares. Todas estas irregularidades, cordilleras y depresiones reflejan lo complejo del prisma de acreción en esta zona.

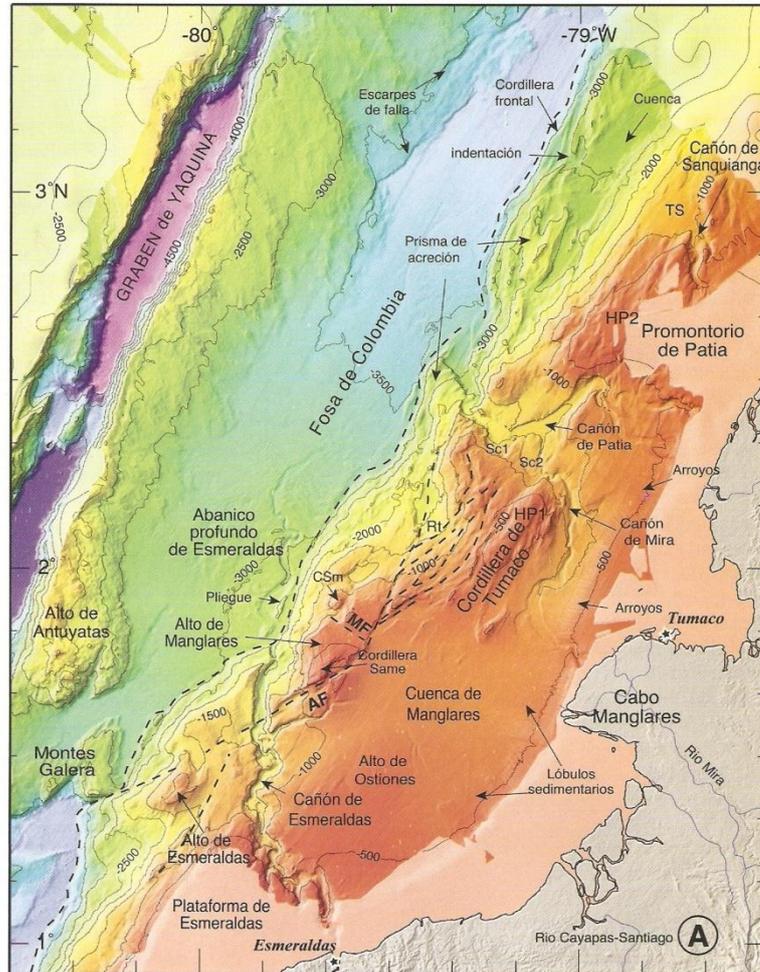


Fig. 5. Talud del Segmento Norte. Batimetría a intervalos de 50 m del segmento Norte del margen de Ecuador con el profundo graben de Yaquina en la placa de Nazca, el abanico submarino profundo de Esmeraldas y Patia en la fosa. El margen está cortado por los cañones de Esmeraldas, Patia-Mira y Saquianga. AF= Falla Ancón; MF= Falla Manglares; HP1= Plataforma de Tumaco; HP2= Plataforma de Patia; Sc1 y Sc2= marca de deslizamiento, TS= depósitos sedimentarios asociados con el cañón Saquianga, Csm= monte submarino cónico, Rt= depresión del talud. Se observa un talud muy ancho e irregular. (Tomado de Collot et al., 2009.)

La plataforma continental está comprendida desde la línea de costa hasta el borde superior del talud continental.

La plataforma continental del Ecuador es muy variable, producto de la gran cantidad de cabos y bahías que presenta la costa. En esta zona la plataforma es muy angosta de unos 10 km de ancho (Fig. 6).

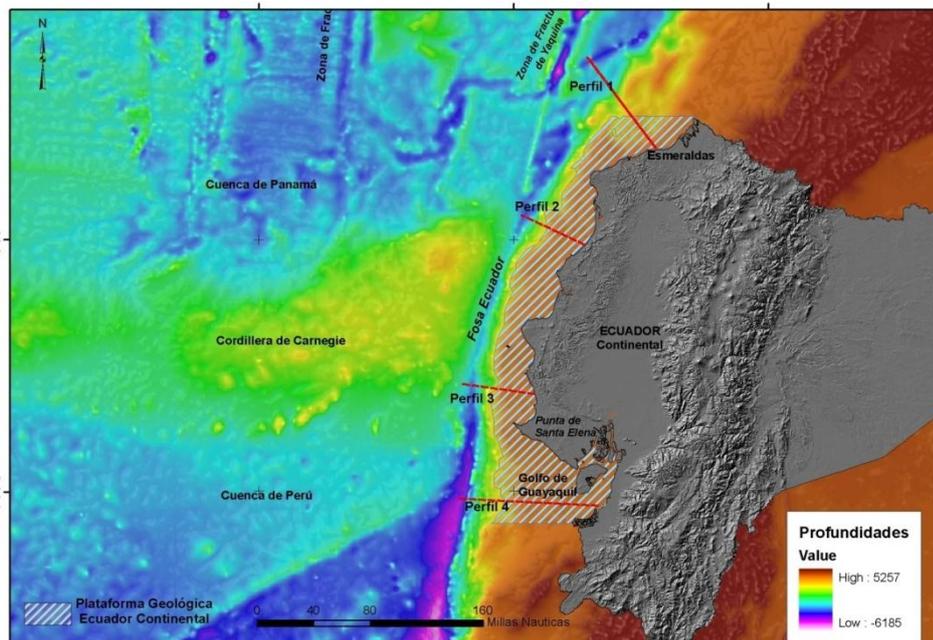


Fig. 6. Amplitud de la Plataforma continental del Ecuador. Se puede apreciar, que en el territorio continental, la plataforma submarina es relativamente angosta. Se muestra la ubicación de cuatro perfiles batimétricos (líneas color rojo). (Tomado de Martillo et al., 2011)

El Ecuador presenta tres zonas de levantamiento cuaternario o también llamadas terrazas marinas, una terraza marina es una plataforma de abrasión fósil que puede estar o no cubierta por depósitos marinos. Si la terraza

marina se encuentra emergida, quiere decir que fue formada durante un alto nivel del mar; por lo tanto, una secuencia de terrazas marinas levantadas corresponde al registro geomorfológico de la repetición de los altos niveles glacio-eustáticos del mar sobrepuesto sobre una costa que se levanta (Bull, 1985; Ota, 1986).

Esta zona presenta una terraza en Río Verde, la tasa de levantamiento es de 0.30 – 0.33 mm/ año (Pedoja et al., 2009) (Fig. 4).

2.2.1 Segmento Central

Esta zona posee un margen de tipo erosivo, también conocido como margen de subducción erosión, las características de éste tipo de subducción son: una pendiente empinada, un intenso deslizamiento de masa, un pequeño prisma frontal, a este tipo de subducción le corresponde una serie de fallas normales debidos a esfuerzos de tensión (Sage et al., 2006; Collot et al., 2009).

En estos márgenes los sedimentos oceánicos y de fosa son subducidos junto con material removido de la base del margen por erosión de subducción.

Esta zona presenta tres morfologías distintas con relación al talud. La primera zona que se encuentra al sur de la latitud 1°35'S (Fig. 7.) es una

zona muy rugosa con muchos cambios de pendientes debido a la cantidad de escarpes, montículos y una cordillera con orientación N-S.

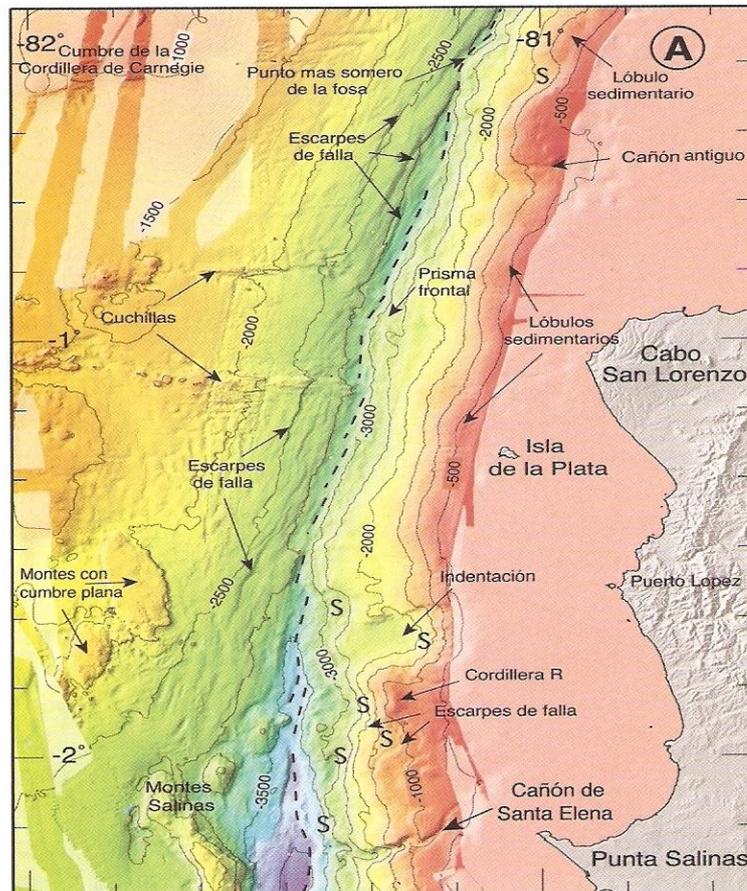


Fig. 7. Talud del segmento central. Batimetría a intervalos de 50 m del segmento central del margen de Ecuador costa afuera de Punta Salinas y Cabo San Lorenzo con la fosa superficial de Ecuador (Línea a trazos). Se observa la gran cantidad de escarpes, montículos, la presencia de una cordillera lo que hace que esta zona presente cambios de pendiente. (Tomado de Collot et al., 2009.)

La segunda zona se encuentra al norte de la latitud $1^{\circ}35'S$ hasta aproximadamente 0° . Esta zona es más lisa. Presenta un talud superior con aproximadamente 6° , un talud medio de 2° (Una zona con estructuras en forma de bancos) y un talud inferior irregular de 8° .

La zona sobre el 0° presenta un largo de 20 Km de cicatrices de deslizamientos (Fig. 8.).

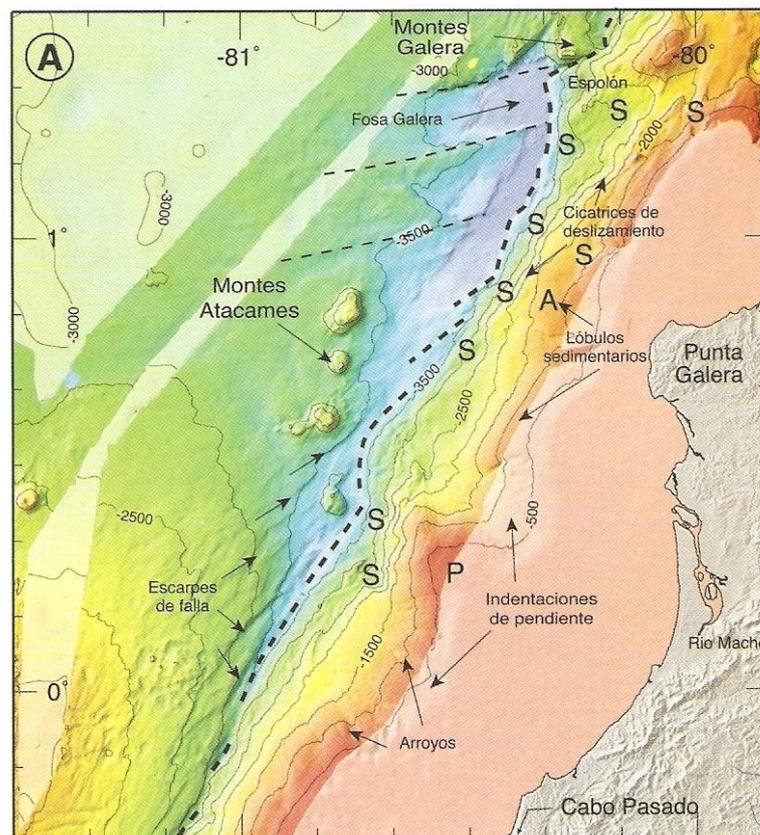


Fig. 8. Talud del segmento central (superior). Batimetría a intervalos de 50 m del segmento central del margen de Ecuador costa afuera de Cabo Pasado y Punta Galera con la punta noreste de la Cordillera de Carnegie, los montes submarinos de Atacames y Galera. Se observa un largo de cicatrices de deslizamientos. (Tomado de Collot et al., 2009.)

La Plataforma continental en este segmento se extiende desde los 40 hasta los 55 Km (Fig. 6).

Este segmento presenta levantamientos cuaternarios en las zonas de Punta Galera, la Península de Manta e Isla de la Plata. La terraza más antigua se encuentra en la península de Manta a una altura máxima de 360 ± 10 m. La tasa de levantamiento en Punta Galera es de 0.30-0.33 mm/año, para la parte norte de la península va desde 0.30- 0.39 ± 0.03 , para la parte sur se encuentra entre 0.41 ± 0.04 y 0.51 ± 0.03 mm/año. En la Isla de la Plata la tasa de levantamiento es de 0.30 ± 0.04 mm/año (Pedoja et al., 2009) (Fig. 4).

2.2.1 Segmento Sur

Este segmento corresponde al área de estudio, presenta un margen de tipo acrecionario y en esta zona se produce el mayor aporte de sedimentos por el cañón de Guayaquil.

Presenta un talud superior de $1.4^\circ - 1.6^\circ$, sólo en la zona inmediata al sur del cañón de Santa Elena ésta pendiente inclina un poco más con un ángulo aproximado de 3.2° . El talud medio es de aproximada $3.5 - 3.8^\circ$ entre el cañón de Santa Elena y Guayaquil, es muy rugoso y perturbado. El talud inferior presenta una inclinación de $5.7^\circ - 9.3^\circ$. Los cañones y escarpes cortan el talud inferior e incluyen unas pequeñas cordilleras paralelas a la

fosa. Estas cordilleras paralelas a la fosa que se encuentran al sur del cañón de Guayaquil representan un prisma de acreción de 8 Km. de ancho según (Calahorrano., 2005; Calahorrano et al., 2008) (Fig. 9).

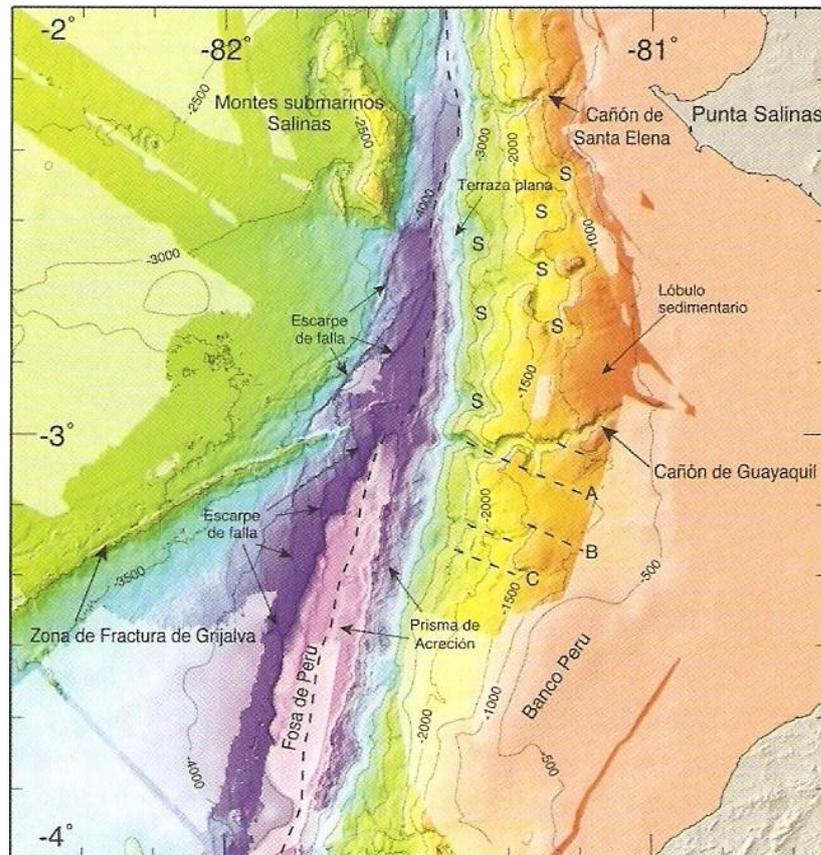


Fig. 9. Talud del segmento sur. Batimetría a intervalos de 50 m del segmento sur del margen de Ecuador con la terminación norte de la fosa de Perú, la zona de Fractura de Grijalva, y los cañones de Guayaquil y Santa Elena; S= cicatrices de deslizamientos principales. (Tomado de Collot et al., 2009.).

En general la Plataforma continental del Ecuador es muy angosta pero en este segmento alcanza su máxima extensión, aproximadamente 100 Km (Fig. 6).

El levantamiento cuaternario en este segmento (Fig. 4) se produce desde la península de Santa Elena hasta la Isla Puná, la tasa de levantamiento se ubica entre 0.07 y 0.10 mm/año; lo que demuestra que el levantamiento en la zona del Golfo de Guayaquil es más lento comparado con los otros dos segmentos.

CAPITULO 3

3. GEOLOGÍA LOCAL

3.1 El Golfo de Guayaquil

El Golfo de Guayaquil está localizado en el segmento sur del Ecuador, presenta una entrada marina de 200 Km entre la Puntilla de Santa Elena y el Cabo de Talara al norte de Perú, y de 120 Km dentro del continente (Dumont, et al., 2010).

Dumont et al., (2010) divide al Golfo de Guayaquil en 2 partes: 1.) Golfo Externo, que corresponde a la zona limitada por Punta Arena al norte y la Bahía de Tumbes al sur llamándolo golfo sensu-lato, y 2.) Golfo interno o golfo sensu-estricto, como la zona casi rectangular al este de los límites antes mencionados. En general el golfo sensu-lato comprende la zona levantada según (Pedoja et al., 2009; Dumont et al. 2010.) y el golfo sensu-estricto una zona de costa baja de manglar.

3.1.2 Estructuras del Golfo de Guayaquil

Se ha realizado varios estudios sobre las estructuras de Golfo de Guayaquil y se han generado varios modelos o esquemas estructurales como los de: Lions (1995), Deniaud (1998, 1999, 2000), Deckelman et al., (2008), Witt (2007), Witt et al., (2006).

El esquema estructural presentado por Witt et al., (2006) es el más completo porque incluye las estructuras encontradas en los esquemas de Deniaud et al. (1999b) y de Deckelman et al. (2008), así como otras, por lo que se lo tomó como referencia principal para el análisis de las estructuras de esta

zona. Sin embargo su análisis sobre la conexión de las estructuras a tierra es completamente opuesto al de los autores antes mencionados.

Witt y Bourgois (2009) mediante su modelo estructural del Golfo marino de Guayaquil muestra que esta zona es afectada por dos sistemas de fallas: 1). El Sistema de fallas Domito (SFD) y el Banco Perú con dirección N-S, 2). El Detachment Posorja (DP) y Detachment Tumbes(DT) y el Sistema de fallas Puná- Santa Clara (SFPSC) con dirección NE-SW.

El Sistema de fallas Domito (SFD) y el Banco Perú se encuentran casi paralelos a la fosa y es un sistema de fallas normales (Fig. 10.).

El Banco Perú es una superficie plana de poca profundidad batimétrica 30-50 km. mar afuera desde la línea de costa del norte de Perú (Witt y Bourgois, 2009). Presenta una falla interna y una externa al este y oeste respectivamente de esta superficie que corresponden a fallas de tipo normal.

El Detachment Posorja (DP) limita el Norte de la subsidencia de la cuenca Esperanza y el Sur del levantamiento de Santa Elena, y está limitado al Este por el SFPSC. Tiene una orientación E-W que cambia hacia la isla Puná con una orientación NE-SW. El inicio de actividad del (DP) fue posiblemente durante el Plioceno, pero en sí la subsidencia empezó durante el Pleistoceno temprano (Witt.et al, 2006).

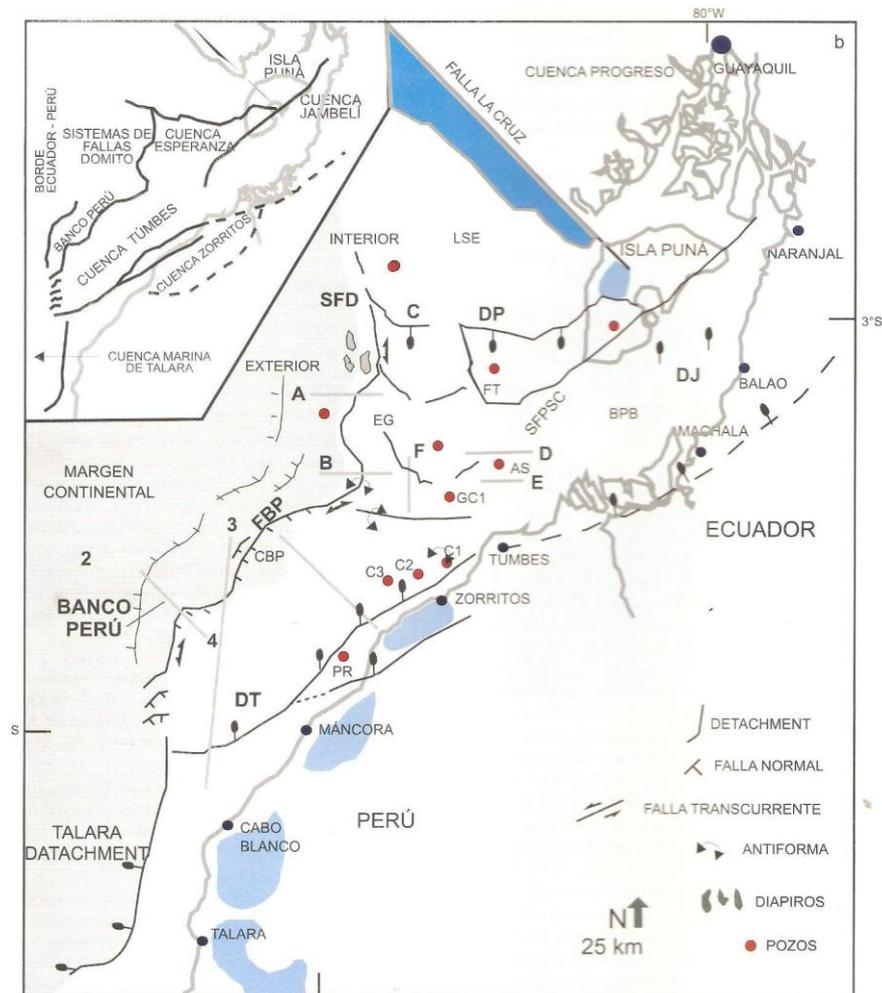


Fig. 10. Mapa estructural de la zona de la cuenca del Golfo de Guayaquil (CGG). Las zonas en azul claro muestran las zonas costeras levantadas. A-F son las líneas de la parte ecuatoriana de la cuenca (datos PETROECUADOR) y de 1 a 4 de la parte peruana (datos PERUPETRO). CBP = Cañón de Banco Perú; FBP = Falla Banco Perú; SFD= Sistema de fallas Domito; C1, C2 y C3 = Pozos Corvina; GE = Graben Esperanza; GG1 = Pozo Golfo de Guayaquil 1; DJ = Detachment de Jambelí; BPB=Bloque Puerto Bolivar; DP=Detachment de Posorja; PR=Pozo Piedra Redonda; SFPSC=Sistema de Fallas Puná-Santa Clara; DT= Detachment de Tumbes; FT = Falla Tenguel. (Tomado de Witt y Bourgois, 2009)

El Detachment de Tumbes (DT) posee un rumbo paralelo a la costa, lo que sugiere un control en la localización de la línea de costa (Witt y Bourgois, 2009), marca el límite Sur de la subsidencia de la cuenca del Golfo de Guayaquil. Witt y Bourgois, (2009) sugieren que la subsidencia en el Pleistoceno temprano-Pleistoceno tardío fue controlada por el inicio de actividad tectónica a lo largo del Detachment de Tumbes.

El Sistema de fallas Puná-Santa Clara (SFPSC) comprende Puná, la plataforma Santa Clara y la estructura Amistad. Al Norte de Puná el SFPSC muestra una deformación débil y las secuencias sedimentarias no presentan sedimentación sintectónica lo que sugiere que la deformación es reciente. Según Witt et al., (2006) no existe evidencia en tierra, trazas de la continuación de la falla hacia el norte (hacia el continente), es decir que no se conecta con la falla Pallatanga y que este SFPSC es local, corresponde a una zona de falla que acomoda las deformaciones de dos fallas de detachment de sentidos opuestos, el detachment de Posorja y el detachment de Jambelí. Otros autores si mencionan una conexión de esta estructura a tierra con la Megafalla Guayaquil-Dolores.

3.2 Sismicidad del Golfo de Guayaquil

De acuerdo a Witt y Bourgois (2009), El Golfo de Guayaquil está limitado al Norte y Sur por una recurrencia de sismos ($5 \geq M_w \geq 7$) que por sus mecanismos focales se puede concluir que son sismos de subducción, los de la zona Norte debidos a la cordillera de Carnegie y los del Sur a una zona costera limitada aproximadamente por el detachment de Tumbes (Fig.11).

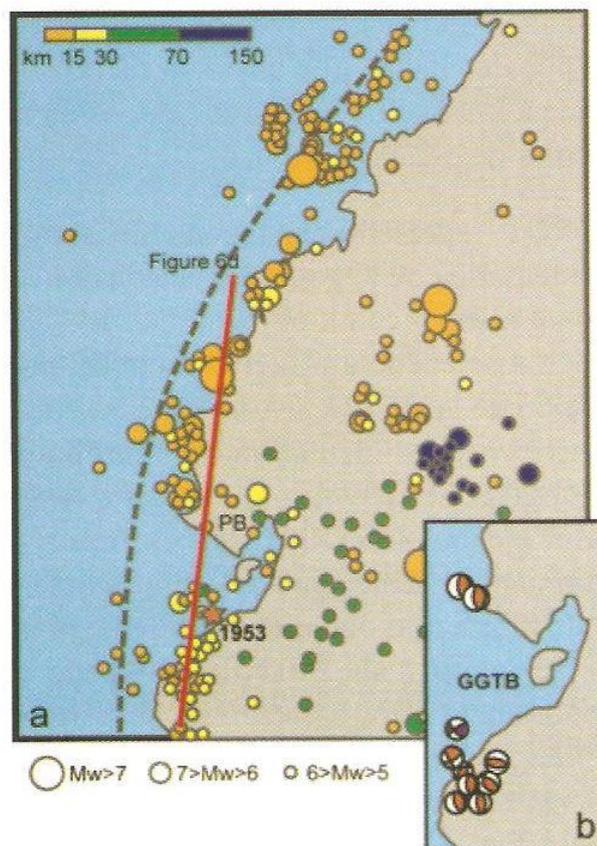


Fig. 11. Localización de eventos sísmicos a lo largo del segmento andino entre el sur de Colombia y el norte de Perú, data del catálogo USGS-NEIC. Localización del evento de 1953 marcada por la estrella roja. (Tomado de Witt y Bourgois 2009).

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

Según el catálogo de SOUTHAMERICA se puede observar una acumulación de sismos al Sur de Ecuador-Norte de Perú (Fig. 12). El catálogo también muestra 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. 12)

Los sismos de 1901, 1924 y 1959 con magnitudes M_w de 7.8; 6.8; y 7.4 respectivamente, están registrados a lo largo de la fosa frente al Golfo de Guayaquil. El sismo de 1901 se ubica cerca de la Puntilla de Santa Elena y se cree que produjo tsunami (Calahorrano., 2005).

Los sismos de 1933, 1953 y 1959 con magnitudes $M_w = 6.9, 7.4$ y 7.4 respectivamente, registran eventos tsunamigénicos.

El sismo de 1933 con magnitud ($M_w = 6.9$) registró un tsunami para la costa de La Libertad con una altura de ola de no más de 2,5 m estimada de las características de las mareas en el sitio (Espinoza., 1992).

Para el sismo de 1953 se tiene un registro de observaciones que indica que este sismo 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. (Espinoza., 1992).

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 Mw (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.

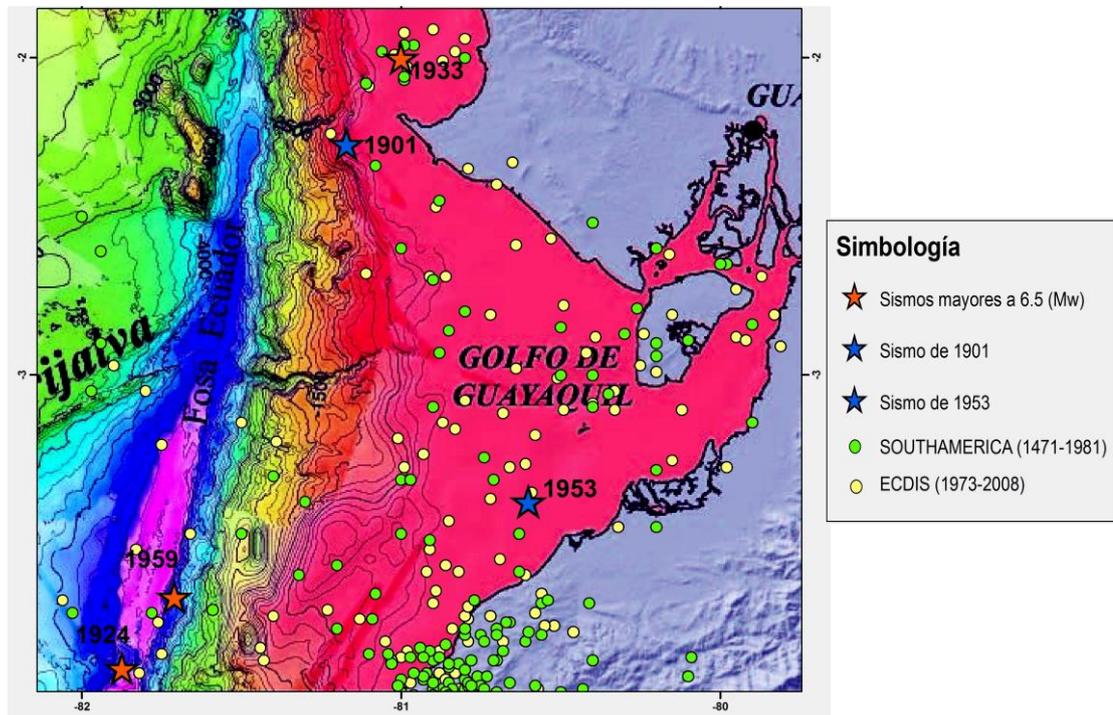


Fig. 12. Localización de eventos sísmicos a lo largo del segmento sur de Ecuador (Golfo de Guayaquil), data del catálogo ECDIS (1973-2008) y SOUTHAMERICA (1471-1981). Localización de eventos ($M_w \geq 6.5$) marcados por estrellas naranjas, y la localización de los eventos de 1953 y 1901 marcados por las estrellas de color azul.

El catálogo del ECDIS para los años entre 1973 y 2008 no registra sismos mayores a 6,5. Sin embargo se puede observar juntando los dos catálogos SOUTHAMERICA y ECDIS, que se encuentra un gap sísmico (definición descrita en el siguiente párrafo) cerca de donde ocurrió el sismo de 1953 (Fig. 13 S_P) lo mismo se puede observar cerca del sismo de 1901 (Fig. 13 S_F), 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.

Un gap sísmico es una región geográfica que se produce luego de que gran parte de la energía se liberara durante un evento de gran magnitud y en tiempos posteriores al evento la actividad sísmica en la región es por debajo de lo normal. Por lo que se concluye, empíricamente, que si se tiene una región en la que no hay registro de réplicas luego de un evento sísmico, este sector se podría considerar como un gap sísmico y tomar éste como segmento de ruptura para realizar los cálculos correspondientes para el análisis.

3.2.1 Descripción del sismo de los sismos 1953 y 1901.

El sismo de 1953 fue sentido en un área aproximada de 700.000 Km², tuvo una intensidad según la escala modificada de Mercalli entre 7 y 8. Las áreas afectadas fueron el SW de Perú y S de Ecuador. Se sintió a las 12h30' y según testigos duró entre 30 y 40 segundos (Silgado., 1957)

Silgado (1957) menciona gracias a testigos que el sismo tuvo dos movimientos, uno N-S y el otro E-W. Con evidencias plasmadas por grietas con orientación N60°W.

Espinoza (1992) indica por medio de observaciones que este sismo 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.

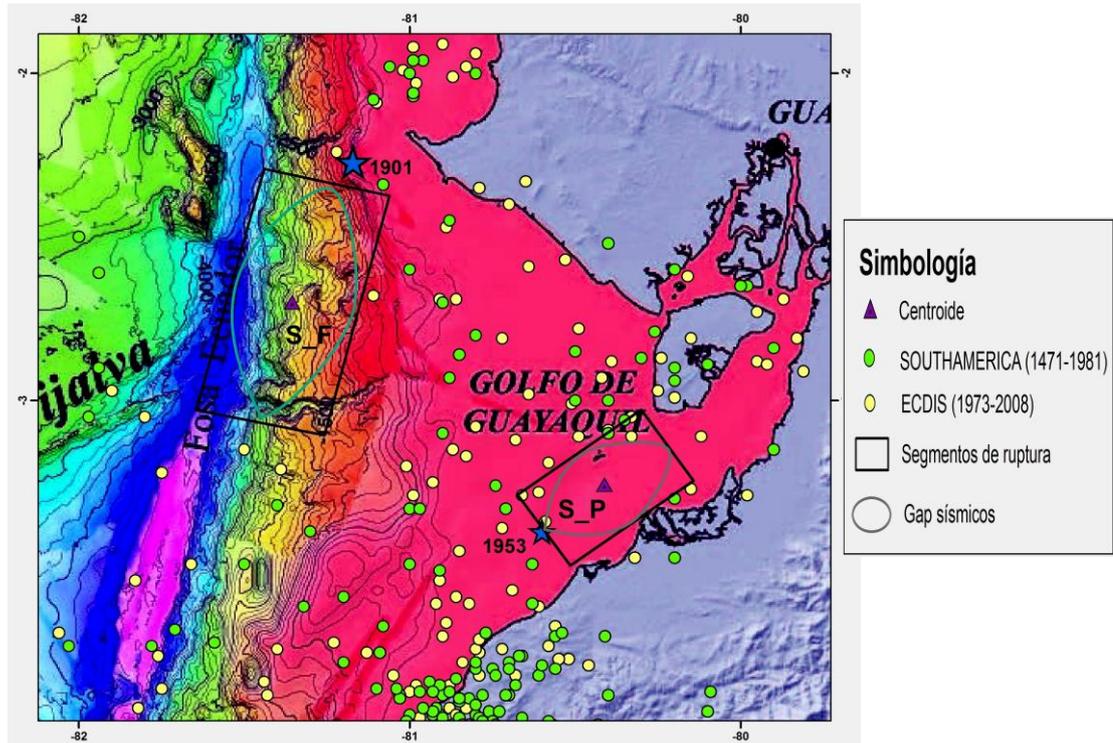


Fig. 13. Localización de eventos sísmicos a lo largo del segmento sur de Ecuador (Golfo de Guayaquil), ubicación de segmentos de ruptura de las fuentes sísmicas. Data del catálogo SOUTHAMERICA (1471-1981) (puntos de color verde) y del catálogo ECDIS (1973-2008) (puntos de color amarillo). La localización 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.

La diferencia en la altura de ola en La Libertad y Perú se podría deber a que la refracción produjo que la ola “abraze” o bordee la Puntilla de Santa Elena, mientras que la difracción creó una zona “muerta” al Norte de este cabo dando como resultado olas con una altura baja. Al sureste de la Puntilla y en el Golfo de Guayaquil probablemente las olas tuvieron la misma altura que en Perú.

Chunga et al., (2010) ubica este evento en las coordenadas 80.60° y 3.60° con una magnitud $M_w = 7,4$.

Para el sismo de 1901 no se cuenta con ninguna información a más de la posible ubicación del mismo de acuerdo a Calahorrano., (2005) y su magnitud $M_w = 7.8$.

3.2.2 Parámetros de ruptura del sismo de 1953 y 1901.

La simulación de propagación de tsunamis con FUNWAVE requiere primero el computo de la deformación inicial del fondo marino, la cual se asume aquí será la onda inicial. Para este propósito, se usó los parámetros de ruptura de Okada (1985) definidos en la tabla 1.

Para hallar estos parámetros se utilizaron los segmentos mostrados en la figura 13.

Las primeras etapas para evaluar la peligrosidad de un tsunami según Okada (1985) son:

- 1) Construir fuentes sísmicas extremas y realistas para la región de estudio a partir de los datos de: dimensiones del segmento de ruptura (L, W), momento sísmico (M_0), cantidad de desplazamiento (Δ), profundidad focal (d), buzamiento (δ), rumbo (ϕ), rake (λ), tiempo de retardo (τ) (Fig. 14);

- 2) Calcular y analizar sus impactos en términos de tsunami frente a nuestras costas dentro del área de estudio (i.e, La distribución espacial de la altura de ola). Además uno de los principales intereses de este estudio es el análisis de la peligrosidad de un tsunami producido por un **sismo local**.

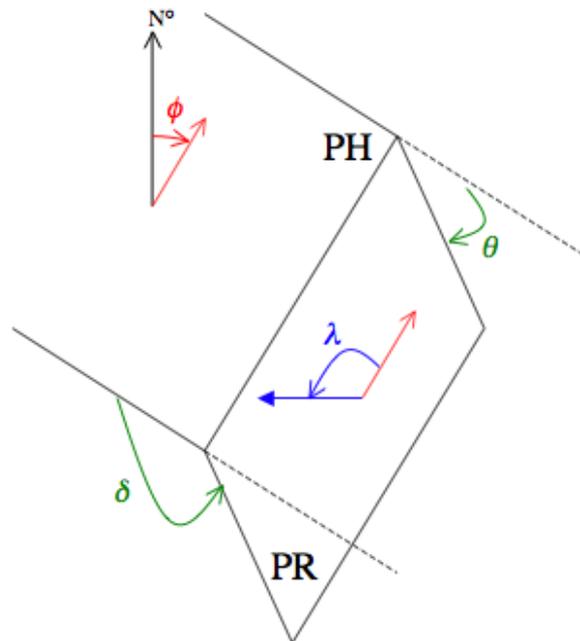


Fig. 14. Representación esquemática de la ruptura correspondiente a una falla inversa con buzamiento hacia el Este. Donde PH corresponde a un plano horizontal; PR es el plano de ruptura; ϕ es el ángulo del rumbo de la falla (*strike*) (tomado desde el Norte en sentido de las manecillas del reloj); λ es el ángulo del rake de la falla (tomado desde el rumbo contrario a las manecillas del reloj); δ es el ángulo de buzamiento (positivo desde la horizontal, e.g. $180^\circ - \theta$, θ siendo el ángulo de buzamiento aparente).

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 del segmentos de ruptura se utilizó la noción del gap sísmico, también se utilizó un perfil sísmico disponible para la región para estimar la pendiente del plano de ruptura. Con todas estas estimaciones se pudo estimar la cantidad del desplazamiento del plano de ruptura (Tabla 1).

El primer escenario se lo tomó con los datos que se tienen del sismo de 1953 que son coordenadas y magnitud del sismo (80.60° y 3.60° , $M_w = 7.4$ Chunga et al., 2010). Los otros parámetros (Momento sísmico, desplazamiento de falla) que se utilizaron para la simulación se los halla por medio de ecuaciones descritas posteriormente y todos estos se encuentran descritos en la Tabla 1 (escenario S_P).

El momento sísmico (M_0) es una medida más consistente del tamaño del sismo ya que se basa directamente en la estimación de la energía que irradia el sismo y hoy en día, es el parámetro más importante. Se lo calculó mediante la siguiente ecuación: $M_w = 2/3 \log(M_0) - 6.07$ (Hanks y Kanamori, 1997). El máximo desplazamiento de falla Δ se lo estimó por medio del

momento sísmico que está dado de la siguiente manera: $M_0 = \Delta \cdot \mu \cdot A$ siendo A la superficie del área rectangular de la ruptura, que la tomaremos en el sector donde ubicamos el gap sísmico, $A = LW$ (L =longitud; W =ancho). μ es el módulo de rigidez tomado $\mu = 4 \times 10^{10}$ Pa.

Para el sismo de 1901 se tomó el segmento de la Fig. 12 (S_F) se utilizó un $M_w = 7.8$ lo que dio como resultado un desplazamiento $\Delta = 4.2$ m. Los parámetros y resultados están mostrados en la Tabla 1 (escenario S_F).

Para realizar la simulación para el evento de 1953 se tomó el segmento de la Fig. 12 (S_P) y se utilizó un $M_w = 7.4$ lo que dio como resultado un desplazamiento $\Delta = 2.7$ m, el cual es posible debido a que la convergencia entre las placas de Nazca y Sudamérica es de aproximadamente 5.35 cm/año (Kendrick et al. 2003; Trenkamp et al., 2002).

Para determinar la profundidad focal de ambos sismos se utilizó el perfil sísmico SIS-72 (Calahorrano., 2005) (Fig. 15) y un perfil de hipocentros a partir de los datos del catálogo de SOUTHAMERICA creado con el software ArcGis 9.3 (Fig. 16), obteniéndose los valores de profundidad focal (d)

- Sismo 1901: $d = 5.5$ Km con un ángulo de subducción aparente de $\theta = 6^\circ$ (Fig. 16).
- Sismo 1953: $d = 22$ Km asociado con un ángulo de subducción aparente de $\theta = 16^\circ$.

El tiempo de retardo de ruptura de los segmentos es calculado por medio de la mitad del ancho W del segmento, debido a que la onda viaja a 1 Km/s τ correspondería a 15 s y 20 s para los segmentos S_P Y S_F respectivamente.

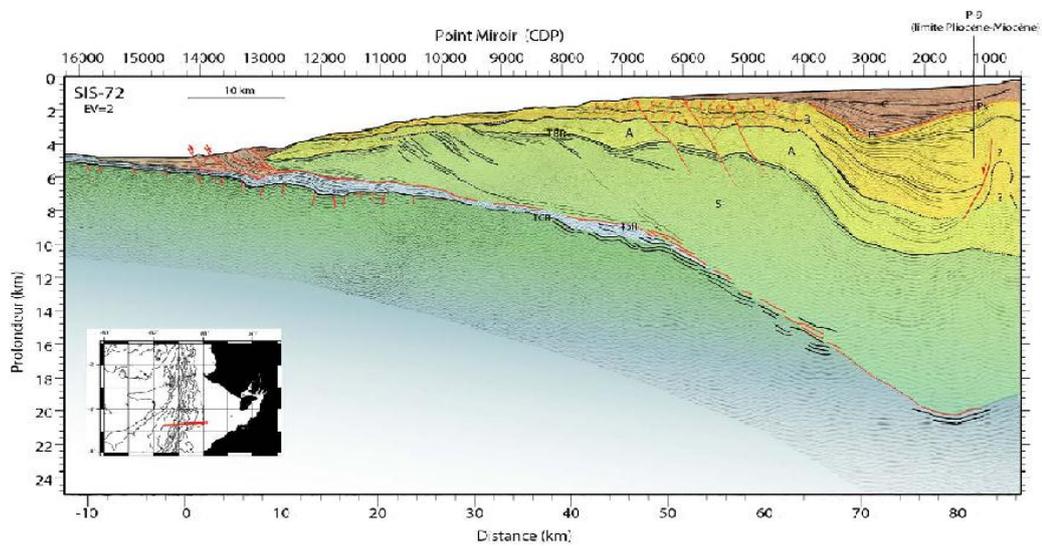


Fig. 15. Perfil sísmico SIS-72 (Tomado de Calahorrano., 2005).

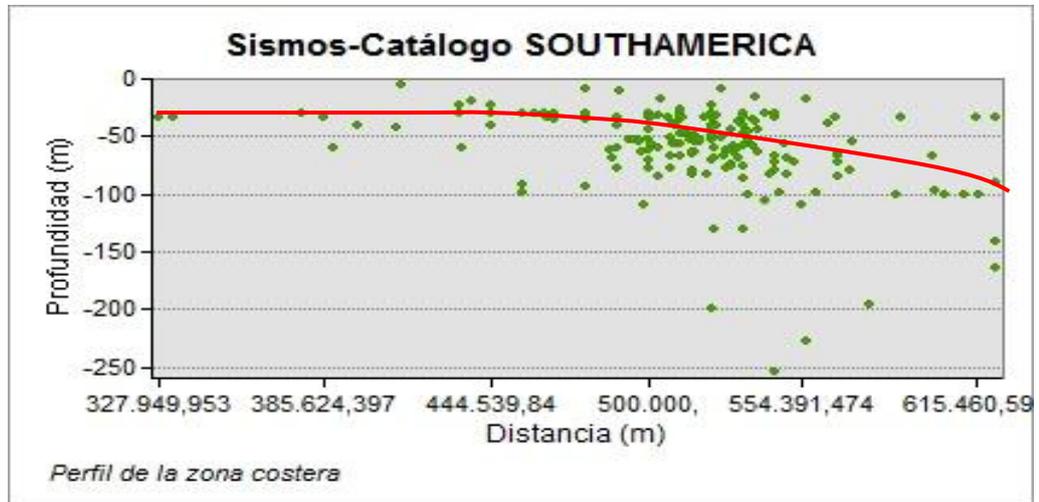


Fig. 16. Perfil sísmico utilizando los sismos del catálogo SOUTHAMERICA

El rumbo (*strike* en inglés), para el segmento S_F estará dado por el ángulo medido desde el Norte hacia la fosa $\phi = 20^\circ$. Mientras que en el segmento S_P el rumbo será medido desde el Norte hacia la dirección del segmento $\phi = 54^\circ$.

Parámetros	S_P (1953)	S_F (1901)
x_0 (longitud) ($^{\circ}$W)	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
M_0 (N.m)	1.43×10^{20}	3.88×10^{20}
M_w	7.4	7.8
λ_0 (km)	30	40
τ_0 (sec.)	2042	286
η_0 (m)	-0.35, +0.96	-0.94, +1.37

Tabla.1. Parámetros de ruptura del sismo de 1953 y un segmento tomado cerca de la fosa. 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 están dados por (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. $180^{\circ} - \theta$, 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). Notar que, en las simulaciones, el deslizamiento es el mayor en los centroides de los segmentos, y las caídas por el 50% para un radio de L desde él. Esta es la razón por la cual M_0 y M_w son ligeramente diferentes de los valores teóricos.

CAPITULO 4

4. SIMULACIONES

4.1 Simulación del tsunami

Los modelos de simulación de tsunamis pueden servir como elementos de tiempo real en un sistema de alerta de tsunamis; estos son de mucha ayuda en el diseño de estructuras resistentes a tsunamis, y en el desarrollo de estrategias de mitigación. Algunos beneficios del modelado numérico de tsunamis son: 1) ayuda a estimar el riesgo por tsunamis, 2) provee una imagen sinóptica de un evento haciendo menos difícil analizar procesos físicos, que son responsable para la amplificación y atenuación de ondas, 3) ayuda al ajuste y comprensión de los parámetros tsunamigénicos.

En este análisis con los dos escenarios tomados se obtuvo mapas de altura de olas (mapa de run-up) y se identificaron los mecanismos que son responsables de la distribución de las olas.

4.2 El Modelado Numérico

Se ha utilizado un modelo de propagación de tsunamis y alcance de olas (run-up) llamado FUNWAVE. Este modelo es completamente no-lineal y dispersivo, es decir, retiene información del orden principal en la frecuencia de dispersión dada por $O((kh)^2)$, y la retiene para todos los órdenes en la no linealidad de a/h ; donde, k es una escala de longitud de onda inversa, a es la amplitud de una onda, y h es la profundidad del agua (Wei y Kirby, 1995; Wei *et al.*, 1995).

El modelo FUNWAVE trabaja con el dominio computacional entero (se mencionan las características más adelante), tomándolo como un dominio fluido activo al emplear una versión mejorada de la técnica de ranura o fondo-permeable, es decir, usando el 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.

El modelo ha sido ya validado para varios terremotos y tsunamis; uno de ellos fue el estudio de Ioualalen *et al.* (2007), el terremoto/tsunami del 26 de diciembre del 2004, ocurrido en el Océano Índico, fue calibrado utilizando este modelo. Se construyó una fuente sísmica fundamentada principalmente en registros hidrográficos (mareogramas). Basados en la calibración de sus fuentes, ellos obtuvieron un tipo de pronóstico que tuvo una correlación cruzada de 0.74, y una habilidad de modelo del 83% cuando se compara con el alcance de las olas simulado (run-up) y el observado en Tailandia. Basados en la habilidad del modelo y esa metodología, en este estudio se espera que la información hidrodinámica pueda proveer con información sobre las características de ruptura y eventualmente permitir identificar el escenario más coherente, el cual es el parte de la finalidad este trabajo.

Las características de ruptura propuestas para los escenarios, tales como la geometría de la falla, profundidad, localización del epicentro, la cantidad de desplazamiento corresponden a los datos de entrada en el modelo (Tabla. 1), y un tsunami inicial es generado con sus propias características (período y longitud de onda inicial característicos, amplitud del valle y cresta inicial).

4.3 El Dominio Computacional

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 espaciamiento adecuado para poder reproducir las principales características costeras (bahías, cabos, variaciones locales de la batimetría costa adentro).

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 $dt = 0.3 \min(dx, dy) / \sqrt{gh_{max}}$. Esta relación es llamada el criterio CFL (CFL del *Courant–Friedrichs–Lewy*), donde g es la gravedad, h_{max} es la profundidad máxima del agua del dominio computacional (en este caso 5437 m), mientras que, dx y dy son los espacios de la grilla (150 m); que fueron optimizados para evitar inestabilidades numéricas (generación y propagación de ondas artificiales) y para tomar en consideración la no linealidad de la ola; además, un dt muy pequeño podría producir errores de truncamiento significativos que

fácilmente se esparcirían en el dominio después de numerosas iteraciones con este tiempo de separación. Una propagación de 5 horas ha sido escogida para simular una cantidad significativa de olas. Con 5 horas de simulación tenemos las primeras olas en el Golfo de Guayaquil. La simulación toma 4 días del CPU con la máquina paralela (8 unidades) disponible en GéoAzur Villefranche-sur-mer, Francia.

En cuanto al dominio computacional se refiere, una grilla inicial fue obtenida de GéoAzur 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 (Fig. 18):

(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, para la zona de Jambelí al Norte de Perú-Sur Ecuador se realizó una interpolación Krigging debido a que no hay muchos datos batimétricos en la zona, los datos batimétricos del Estero Salado y del

Río Guayas no estuvieron disponibles para la ejecución del presente trabajo de tesis (Fig. 17). Entonces, se validaron las alturas de olas en la costa del Golfo sin incluir el estuario del mismo, considerando que las olas que se dirigen hacia el Norte de la isla Puná no alteran las olas de la zona de estudio debido a que esos datos fueron confinados.

(ii) Datos de ETOPO-2 (Fig. 17) fueron usados para las 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) (Fig. 17).

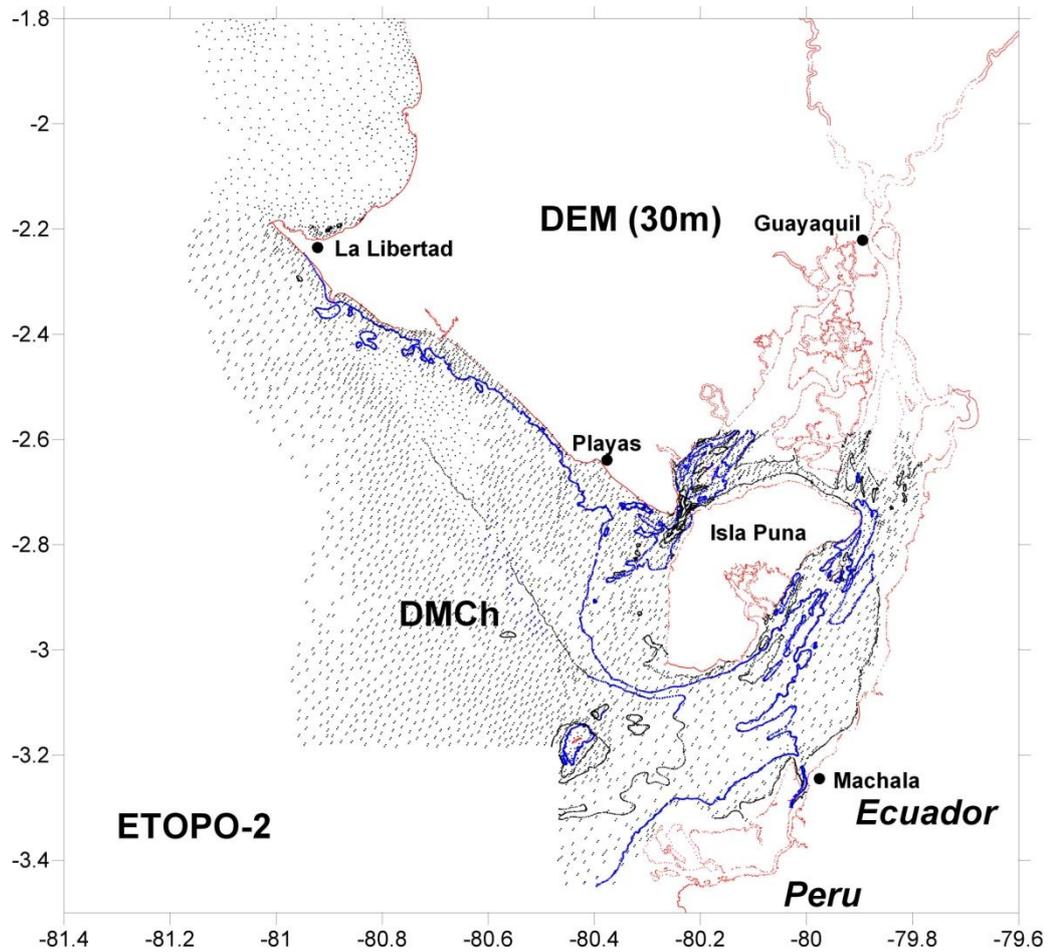


Fig. 17. Datos que fueron utilizados para construir el dominio computacional. Para la topografía se utilizó un Modelo Digital de Terreno (DEM) con una resolución de 30 m. Para la batimetría cerca de la costa (puntos negros) se utilizó una Carta Marina digitalizada (*Database Marine Chart* en inglés, DMCh), los puntos azules corresponden a la isobata de 10 metros. Para la batimetría exterior se utilizó ETOPO-2 (2' de resolución espacial).

CAPITULO 5

5. RESULTADOS DE LAS SIMULACIONES NUMÉRICAS

Las fuentes utilizadas para la simulación fueron los sismos de 1953 y 1901, cuyos datos se muestran en la tabla 1. Se mostrará la distribución de las alturas de olas (WH, por *Waveheight* en inglés) en la costa. Se define la altura de ola (WH) como la altura de ola referente al nivel del mar; entonces, en el dominio computacional usado por un punto localizado en el mar, WH será la altura de ola efectiva. Al contrario, un punto localizado en la tierra WH será la adición de la altura local (topografía referente al nivel del mar) y de la altura de ola efectiva en este punto; un ejemplo será mostrado posteriormente. La simulación no ha considerado la altura de las mareas.

5.1 Escenario utilizando el sismo de 1901 sobre la fosa: Simulación S_F.

La fig. 18 muestra la secuencia de propagación de la ola, la primera imagen muestra la ola inicial que corresponde a la deformación inicial de la columna de agua que se tomó equivalente a la deformación del fondo marino después del sismo.

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. 19), 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.

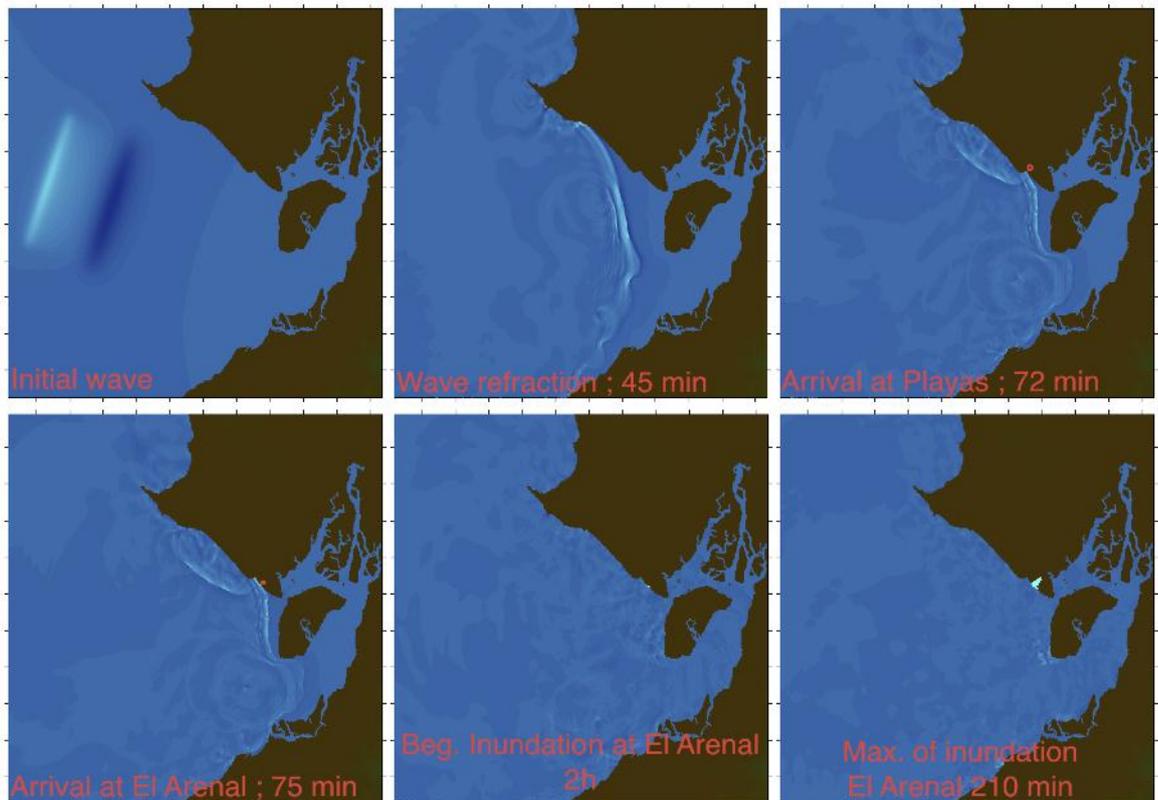


Fig. 18 Secuencia de propagación de la ola para el evento de 1901 (Simulación S_F) a diferentes tiempos. La parte continental está representada de color café, el color azul oscuro representa el fondo de la ola mientras que el color azul luminoso es la cresta. El modelo de propagación puede calcular la 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.

La segunda imagen (a 45 min) muestra el proceso de refracción que hace que la ola tome la misma dirección que las isóbatas. Las imágenes 3 y 4 (a 72 y 75 min) muestran el arribo de la primera ola en Playas y El Arenal respectivamente. La imagen 5 (a 2h) muestra el comienzo de la inundación

en El Arenal y la imagen 6 (a 210 min) muestra el tiempo en el que la inundación es máxima.

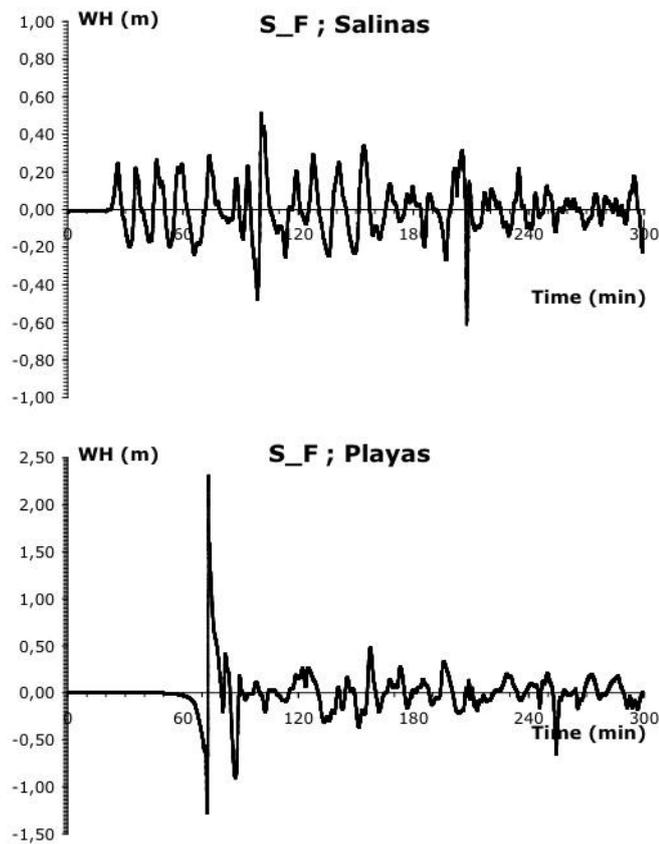


Fig. 19 Señal temporal de la altura de ola de la simulación S_F para la zona de Salinas y Playas. La representación del tiempo se encuentra en minutos y la altura de ola (WH) en metros.

La fig. 20, muestra la distribución de la altura de olas (WH) en toda la costa del dominio computacional. El rectángulo que aparece en la esquina superior derecha de la figura corresponde a la zona al norte de la isla Puná que no se

mostrará debido a que los datos no están validados porque la batimetría para esa zona no se pudo obtener para la realización de esta tesis.

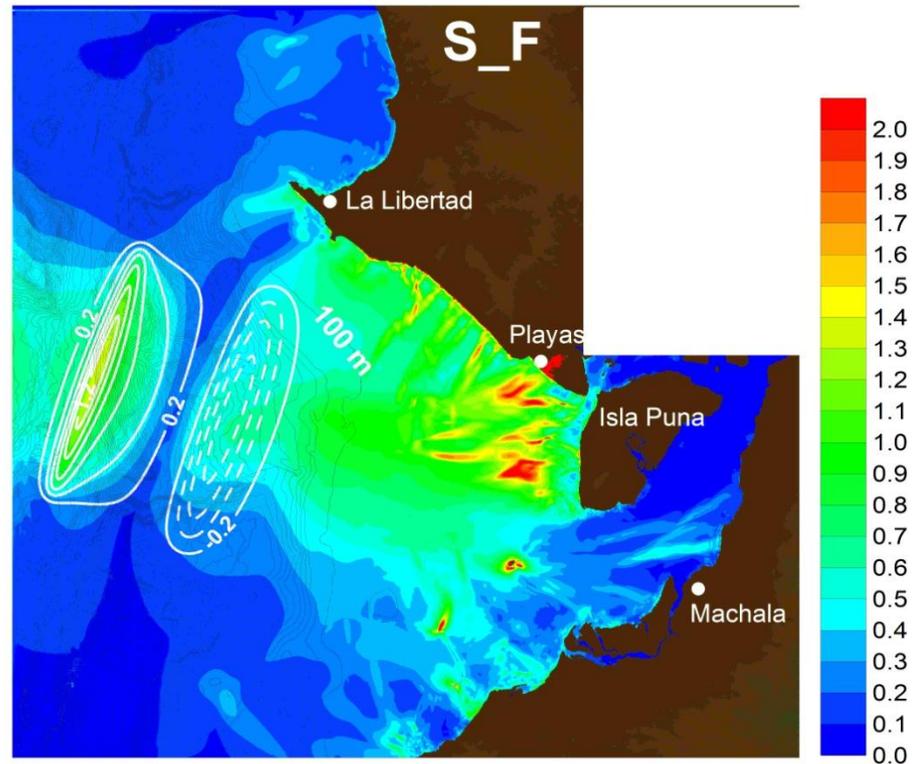


Fig. 20. Distribución de altura máxima de ola (WH, referente al nivel del mar) en la costa del dominio computacional para el sismo de 1901 (Simulación S_F). También está representada la batimetría a niveles cada 100 m. La ola inicial (deformación inicial de la columna de agua) con isoclinas de 0.2 m, 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. Para una descripción más precisa ver la figura 21 donde la paleta de colores es adaptada a la altura para distintos lugares.

La directividad de una ola es perpendicular al eje mayor del segmento de ruptura. Por esta razón las zonas que tendrán mayor impacto son las que se encuentren en esta directividad de propagación. Entonces, por este evento 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. Es lo principal que se puede observar en la figura 20. En la región al sur de Playas (El Arenal) aparece una importante zona de inundación. 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. Podemos observar esto en la Fig. 21c.

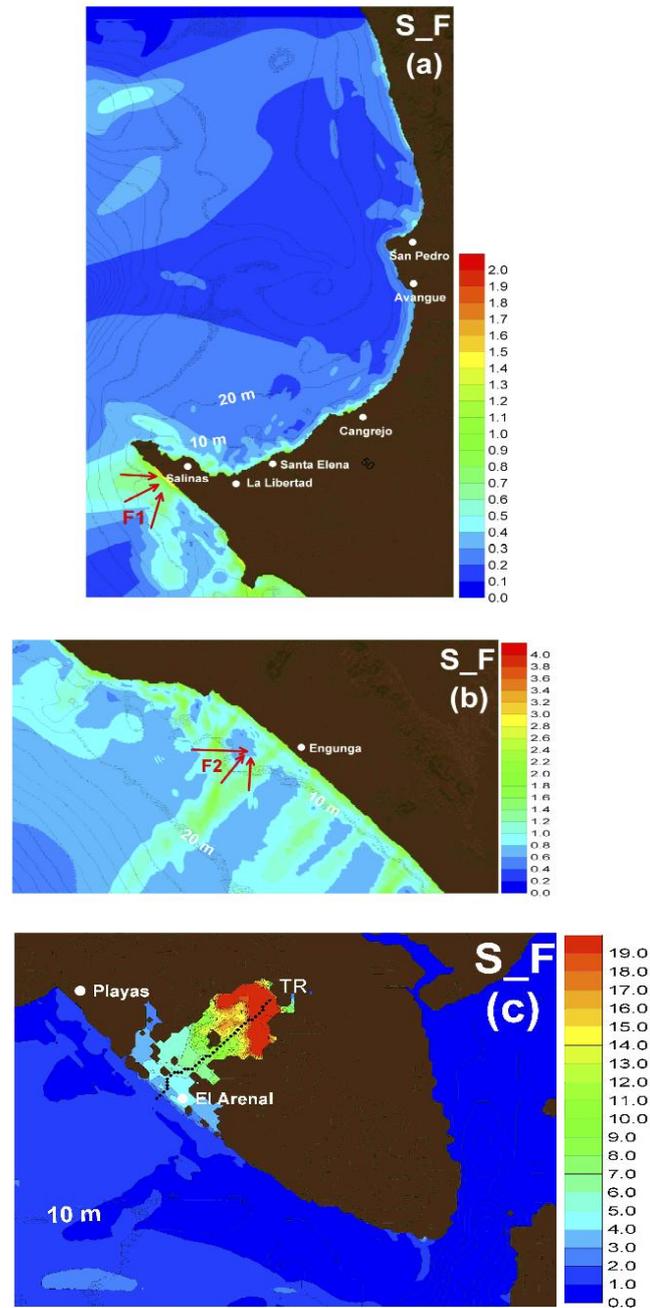


Fig. 21. Detalles de la figura 20 con diferentes paletas de colores adaptados a las alturas de olas locales desde el norte de la Puntilla de Santa Elena hasta el sur de Playas. Los puntos de color negro representan las posiciones de los puntos del perfil TR tomado en esta zona (Fig. 23). F1 y F2 representan zonas de focalización ilustradas con las flechas rojas.

La Figura 21c, muestra la profunda inundación en El Arenal al sur de Playas. Esta inundación alcanza una distancia de 7 Km. Desafortunadamente para este evento de hace más de un siglo no tenemos información para verificar este resultado.

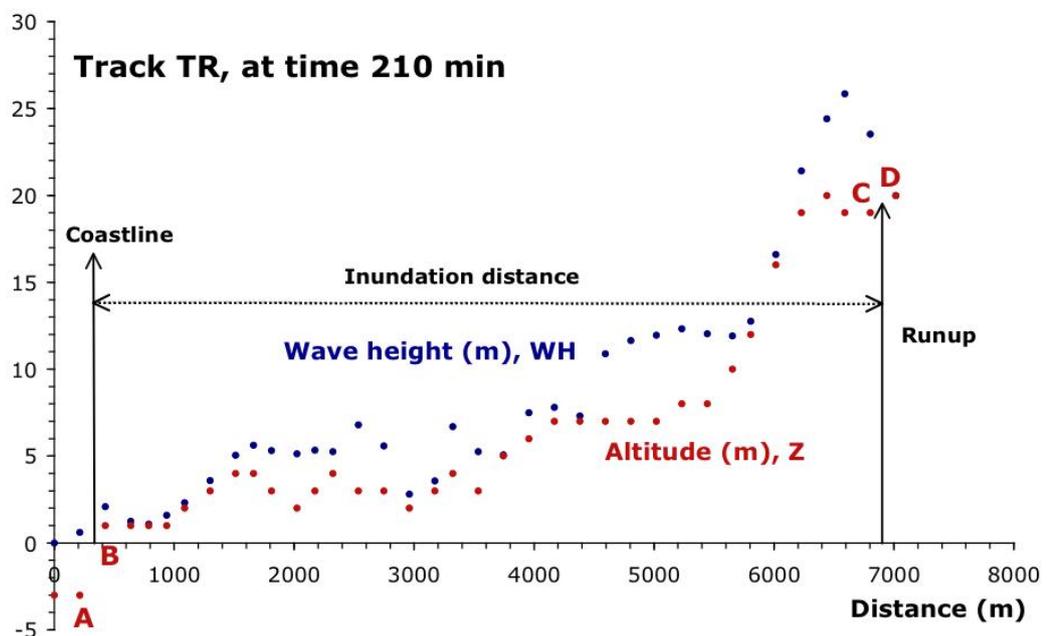


Fig. 22. Perfil tomado en la zona de El Arenal al sur de Playas, donde se produce una gran inundación (perfil TR localizado en la figura 21) a 210 minutos. Los puntos rojos representan la altura Z (topografía) y los puntos azules representan la altura de ola (WH) referente al nivel del mar, i.e., La altura de ola local es $WH - Z$. La distancia 0 corresponde a la línea de costa (dentro de los punto A en el mar y B en tierra según nuestro dominio computacional). La altura del último punto inundado (dentro de los puntos C y D) corresponde al runup (mientras más pequeña sea la malla es más preciso). La distancia entre la línea de costa y la posición del último punto inundado se llama inundación.

En otros lugares al sur de la Puntilla de Santa Elena, hay zonas de focalización (F1 y F2 en Fig. 21a,b) que generan olas más grandes a la costa pero con mucha menor inundación. La razón por la que se produce esto es que en esta región se tiene una pendiente más inclinada.

5.2 Escenario utilizando el sismo de 1953 sobre la Plataforma

Continental: Simulación S_P.

La fig. 23 muestra la secuencia de propagación de la ola. La primera imagen muestra la ola inicial que corresponde a la deformación inicial de la columna de agua. En este caso, la configuración de nuestro 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. 24). 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.

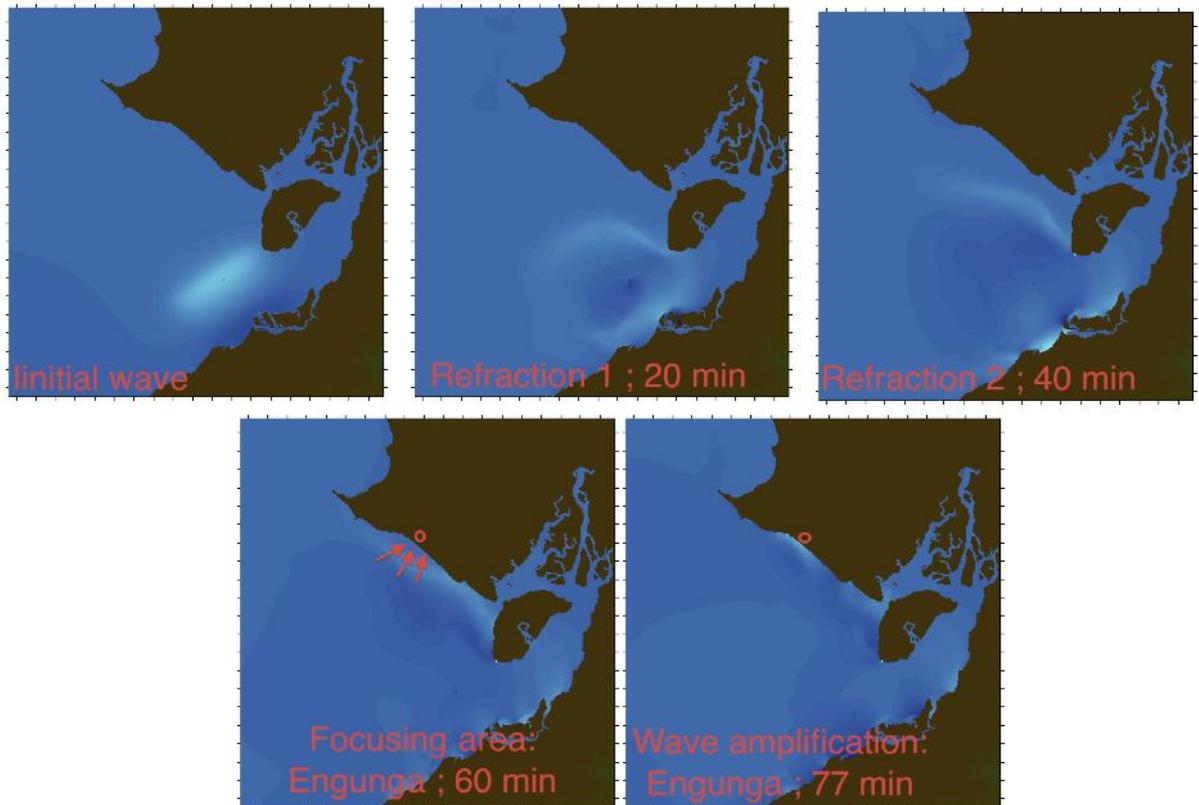


Fig. 23 Secuencia de propagación de la ola para el evento de 1953 (Simulación S_P) Para la paleta de colores se utilizó un azul luminoso para toda ola mayor a 1.5 metros y un azul oscuro para toda ola menor a 1.5 metros, esto se lo realizó para tener una mejor visualización.

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).

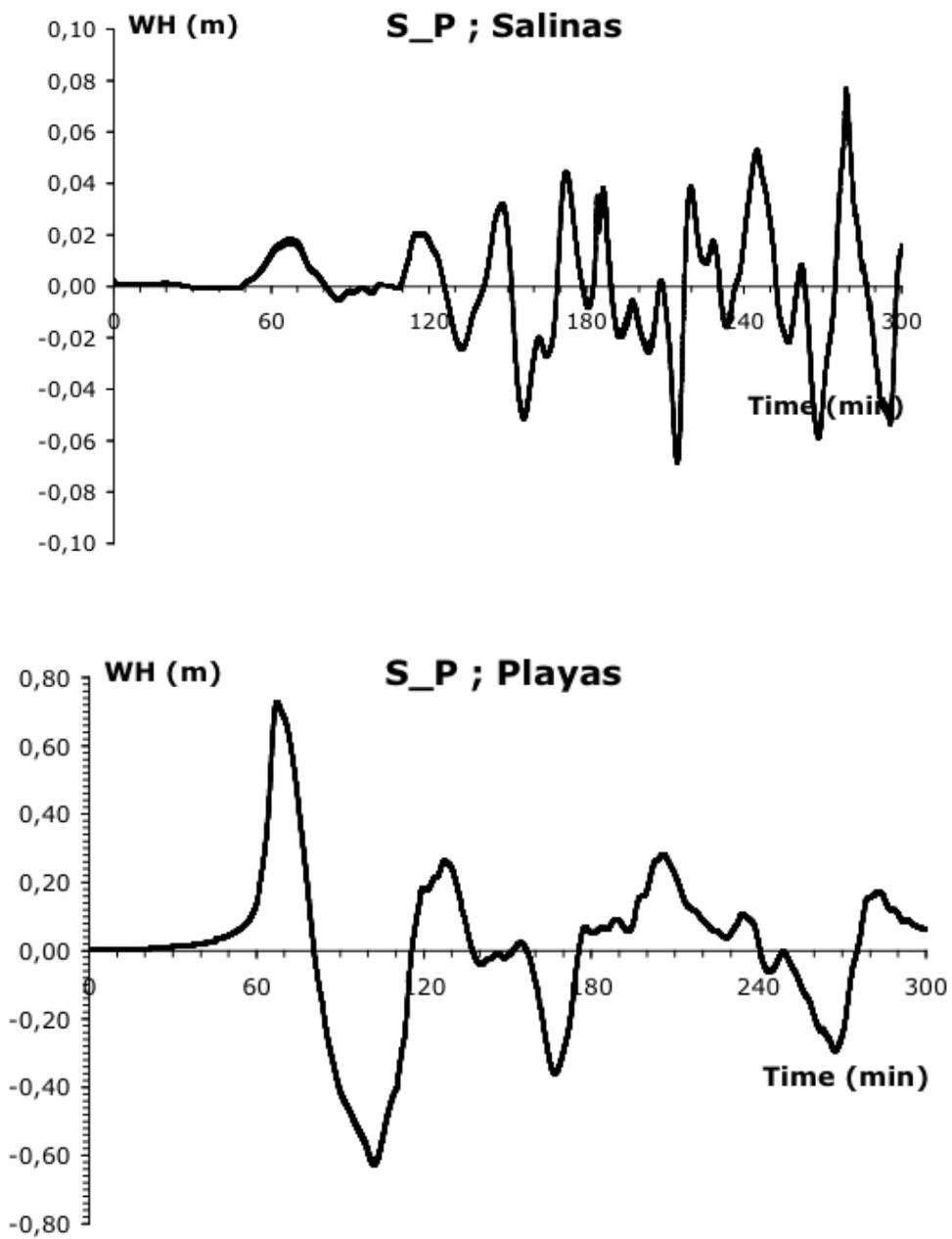


Fig. 24 Señal temporal de la altura de ola de para el evento de 1953(simulación S_P).

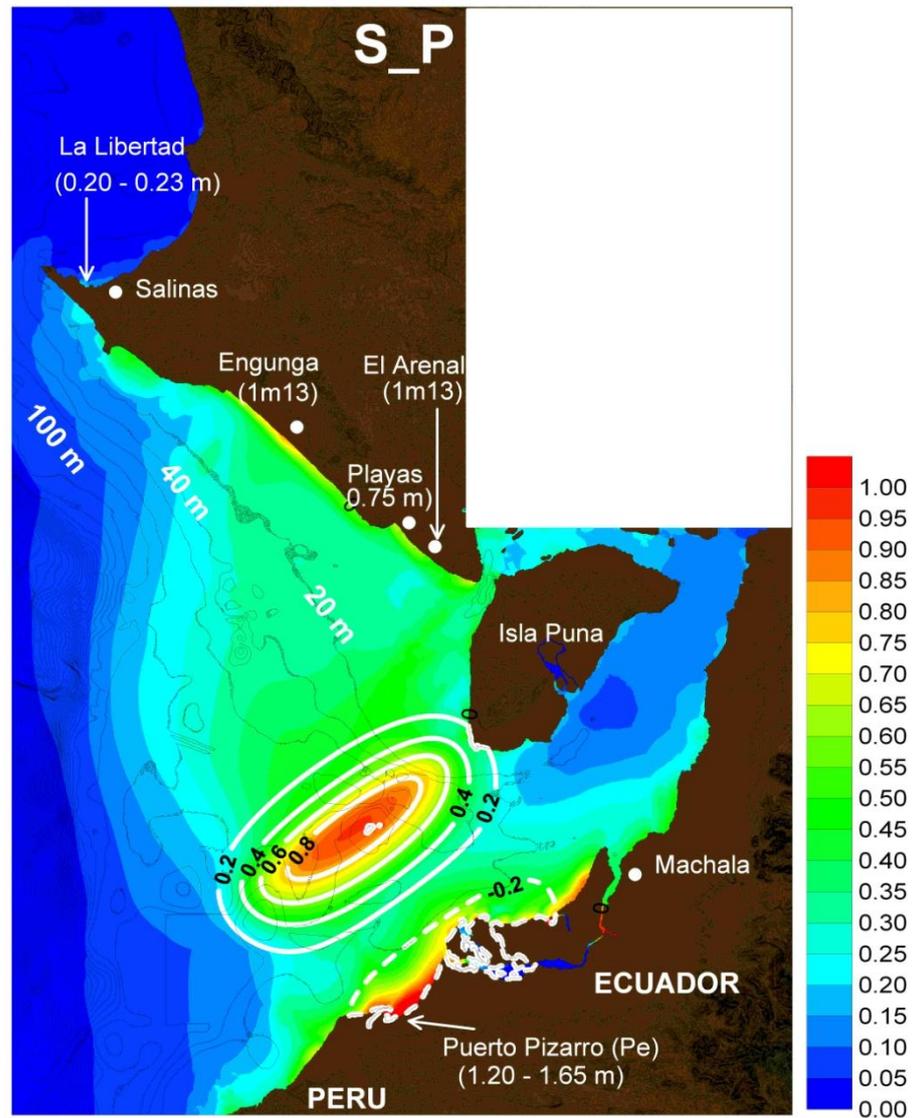


Fig. 25 Distribución de altura máxima de ola para el evento de 1953 (simulación S_P). La batimetría está representada a niveles cada 20 m. La paleta de colores representa las alturas de olas (WH) de 0-1 metro.

Esta vez la directividad de la ola es S-N (Fig. 25). 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. 25).

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.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Ecuador al encontrarse en un margen convergente de Placas Tectónicas se encuentra constantemente ante amenazas de sismos, los mismos que podrían generar tsunamis por lo que el estudio de impacto de un tsunami es importante.

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 un 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 Playas, en cambio, la primera ola es el fondo de la misma lo que se manifiesta como una retirada del mar, esto se produce a los 60 min luego del evento que generó a la ola. Veinte minutos después de la retirada del mar arriba la cresta de la ola con una altura máxima aproximada de 2.50 m. Sin

embargo, no se produce inundación específicamente en esta zona sino un poco más al sur en la región de El Arenal.

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.

A continuación se describen las recomendaciones del presente trabajo:

1. 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.
2. Realizar el análisis también de la zona del estuario del Golfo de Guayaquil para ver cómo afectaría el impacto de olas especialmente en la ciudad de Guayaquil, se podrían utilizar las mismas fuentes sísmicas y los mismos parámetros.

BIBLIOGRAFIA

- [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 proprietes physiques du chenal de subduction, a partir de donnees de sismique marine reflexion et refraction., PhD thesis, Université Pierre et Marie Curie Paris VI.
- [3]. Calahorrano, A.,(2001). Subduction de la ride de Carnegie sous la marge de l'Equateur: modélation de la struture de la croûte à partir des données de sismique grand angle, (Rapport de DEA), Université Pierre et Marie Curie Paris VI.
- [4]. 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. Wtrwy, Port, Coast, and Oc. Engr.*, ASCE, 126(1), 48–56.

- [5]. 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, sismológicos y sismotectónicos, *ICTP, TRIL, UTCNDM, Universidad de Guayaquil*, 4, Tabla1.
- [6]. Collot, J.-Y., Charvis, P., Gutscher, M. A. y Operto, S., (2002). Exploring the Ecuador-Colombia active margin and inter-plate seismogenic zone, *EOS Transactions, American Geophysical Union*, 83 (17), 189-190.
- [7]. 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.
- [8]. 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.

[9]. D'Acremont, 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.

[10]. 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.

[11]. Graindorge, D., Calahorrano, A., Charvis, P., Collot, J., Bethoux, N., (2004). Deep structure of the Ecuador convergent margin and the Carnegie Ridge, possible consequence on great earthquakes recurrence interval, *Geophysical Research Letters*, 31, doi: 10.1029/2003GL018803.

[12]. Gutscher, M-A., Malavieille, J., Lallemand, J., Collot, J.-Y., (1999). Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision, *Earth and Planetary Science Letters*, 168, 255-270.

[13]. Hey, R. N., (1977). Tectonic evolution of the Cocos-Nazca spreading center, *Geological Society of America Bulletin*, 88, 1414-1420.

- [14].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.
- [15].Kellogg, J. N., y Bonini, W. E., (1982). Subduction of the Caribbean Plate and Basement, Uplifts in the overriding South American Plate, *Tectonics*, 1(3), 251-276.
- [16].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.
- [17].Kennedy, A.B., Chen, Q., Kirby, J.T, and Dalrymple, A.R., (2000). Boussinesq modeling of wave transformation, breaking, and run-up. I: 1D. *J. Waterw. Port Coastal Oceanic Eng.*, 126(1), 39–47.
- [18].Lonsdale, P., Klitgord, K.D., (1978). Structure and tectonic history of the eastern Panama Basin, *Geological Society of America Bulletin*, 89, 981-999.
- [19].Lonsdale, P.,(2005). Creation of the Cocos and Nazca plates by fission of the Farrallon plate, *Tectonophysics*, 404, 237-264.

- [20].Martillo, C., Pazmiño, A., Chunga, K., Resl. R., (2011). Descripción morfológica de la plataforma continental del Ecuador y análisis comparativo con la plataforma jurídica mediante la aplicación de sistemas de información geográfica,
- [21].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.
- [22].Mora, H., Kellog, J. N., Freymuller, J. T., Dixon, T. H., y Leffler, L., (1995). Tectonics of northwestern South America, CASA GPS measurements, *EOS*, April 25, T21A-3.
- [23].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.
- [24].Okada, Y., (1985) Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull. Seis. Soc. Am.* 75(4), 1135–1154.

- [25].Ota, Y., (1986) Marine terraces as reference surfaces in late Quaternary tectonic studies: examples from the Pacific Rim, *Royal Society of New Zealand*, 24, 357 – 375.
- [26].Pedoja, K., Dumont, J. –F., Ortlieb, L., (2009). Levantamiento Cuaternario costero del Arco de Talara (Ecuador y norte del Perú): cuantificaciones con las secuencias de terrazas marinas, 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.
- [27].Pennington, W.D., (1981). Subduction of the eastern Panama Basin and seismotectonics of northwestern South America. *Journal of Geophysical Research*, 86, 10753-10770.
- [28].Sage, F., Collot, J.-Y., y Ranero, C. R., (2006). Evidences for subduction-erosion and interpolate heterogeneity at the interpolate boundary along the Central Ecuador active margin, *Geology*, 34, 997-1000.
- [29].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.

- [30].Silgado, F.E. (1957). El movimiento sismico del 12 de diciembre de 1953. Boletin de la Sociedad
- [31].Trenkamp, R., Kellogg, J. N., Freymueller, J. T., y P. Mora, P.,(2002). Wide plate margin deformation, southern Central America and Northwestern South America, CASA GPS observations, *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 157-171.
- [32].Villamar, R.,(2001). Subduction de la Ride de Carnégie sous la marge de l'Equateur: structure et déformation à partir des données de sismique multirace, (Rapport de DEA): Villefranche sur mer, Pierre et Marie Curie Paris VI.
- [33].Wei, G., and Kirby, J.T., (1995) Time-dependent numerical code for extended Boussinesq equations. *J. Wtrwy, Port, Coast, and Oc. Engrg.*, ASCE, 121(5), 251–261.
- [34].Wei, G., Kirby, J. T., Grilli, S.T., and Subramanya, R., (1995). A fully nonlinear Boussinesq model for free surface waves. Part 1: Highly nonlinear unsteady waves. *J. Fluid Mech.*, 294, 71–92.

- [35].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.
- [36].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.