

Estimación de los parámetros de ruptura del terremoto de Esmeraldas del 12 de Diciembre de 1979, a partir de datos hidrográficos y simulación numérica de propagación de tsunamis.

Eddy Sanclemente ⁽¹⁾ Mansour Ioualalen ⁽²⁾ Edison Navarrete ⁽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
erso_com@hotmail.com ⁽¹⁾, mansour.ioualalen@geoazur.obs-vlfr.fr ⁽²⁾, enavarre@espol.edu.ec ⁽³⁾

Resumen

En la costa norte del Ecuador se han producido cuatro terremotos de $M_w > 7.5$ durante el siglo pasado. Este trabajo está interesado en analizar el terremoto del 12 de diciembre de 1979. Los datos sísmicos disponibles proporcionan información sobre este evento, pero muchos parámetros de ruptura son aún desconocidos. Se dispone del mareograma de Esmeraldas que registró todo el tsunami ocurrido. El propósito de este trabajo es proponer tentativamente una calibración adecuada de los parámetros de ruptura del terremoto de 1979, usando un mareograma y simulaciones numéricas de este tsunami. Las grandes variaciones de la batimetría local, junto a un cañón submarino rodeado por plataforma continental de poca profundidad, dan lugar a fuertes variaciones espaciales en la velocidad de las ondas; y por ende, las simulaciones numéricas requieren de mucho tiempo y precisión para obtener buenos resultados. Una solución temporal es propuesta y la cual será mejorada en los próximos meses. Los parámetros de la fuente obtenidos muestran sorprendentemente que parte del área del terremoto de 1958 fue reactivada parcialmente.

Palabras Claves: Tsunamis, simulaciones, mareograma, terremotos, calibración, estadísticas, optimización.

Abstract

The subduction zone of Northern Ecuador encounters four earthquakes of $M_w > 7.5$ in the last century. The area has been described as a segmented rupture zone with specific boundaries. We are interested at the 12th December 1979 event. The seismic data available provided information, but most of the ruptured parameters are unknown or not well-constrained. A tide gauge record operated at Esmeraldas is available for the event. It is the purpose of this work to tentatively propose an accurate calibration of the rupture parameters for the 1979 event by using the tide gauge record and numerical simulations of the derived tsunami. The area is subject to large variations of the local bathymetry, with an underwater canyon surrounded by a shallow continental shelf, yielding strong spatial variation of the tsunami wave speed. Thus, numerical simulations require some high degree of precision. A temporary solution is proposed, that will be improved in the next months. Besides, it has been found that, unexpectedly, the northern part of the 1958 event area has been re-activated.

Keywords: Subduction, tsunamis, simulations, earthquake, parameters, calibration, statistics, optimization.

1. Introducción

La costa norte del Ecuador fue afectada por varios terremotos históricos en los años de 1906, 1942, 1958 y 1979 los cuales provocaron tsunamis. Además, el margen continental muestra señales de pendientes muy empinadas, lugares donde se pueden generar tsunamis.

Este trabajo se enfoca en el terremoto de 1979 por ser el evento más reciente; a la vez, dispone de más

información en términos de datos geofísicos. Ningún trabajo anterior había tomado en cuenta el conjunto de datos disponibles para caracterizar mejor este terremoto, en especial los datos hidrográficos. Si se logra tener éxito en la caracterización del terremoto, este estudio podría ayudar a un mejor entendimiento del ciclo sísmico en esta parte de la fosa ecuatoriana. Estudios previos han usado ondas de cuerpo y superficie, y han logrado identificar al terremoto de 1979 ($M_w=8.2$) como un evento de subducción.

Finalmente, **gracias al mareograma obtenido en el Puerto de Esmeraldas** se llevará a cabo la calibración, y si se tiene éxito en construir una buena simulación (datos de entrada precisos, parámetros de ruptura coherentes, y un modelo numérico confiable) entonces se tendrá acceso a un mapa de las alturas máximas de las olas (MWH). Como resultado, aprovechando esta información se tratará de discutir sobre la distribución de las MWH a lo largo de la costa del Norte de Ecuador y sur de Colombia, identificando procesos responsables de la amplificación y atenuación de las olas locales.

2. Limitaciones Geológicas y Sísmicas

La costa norte de Ecuador y sur de Colombia ha sido afectada por cuatro terremotos de $M_w > 7.5$ durante el pasado siglo, provocando tsunamis. La recurrencia de estos terremotos está controlada por varios factores tales como la reología del ante-arco; la magnitud del esfuerzo cortante en la falla; la estructura termal y ancho de la zona acoplada; la distribución de las asperezas y propiedades físicas de las rocas de la zona de interplaca; y los factores mecánicos que controlan la longitud y límites laterales de la zona de ruptura; todos estos factores no son aún muy bien entendidos.

2.1. Contexto Geodinámico

La geología en esta área está controlada por la subducción oblicua de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana, a una razón de 58 mm/año; como resultado, toda la parte andina del noreste está siendo desplazada de la parte estable en dirección norte como un bloque (Bloque Norandino). La costa de Ecuador ha sido caracterizada como terrenos alóctonos de origen oceánico acrecionados al lado oeste de los Andes, durante varios episodios entre el Jurásico tardío y el Eoceno. En el área de Esmeraldas, a la subducción de la corteza oceánica se atribuye una edad entre 8-15 ma; y el basamento del bloque costero es un cuerpo rígido no deformado, que actúa como un apoyo transmitiendo el estrés compresional a los Andes.

En estudios anteriores se ha encontrado que la deformación a lo largo de las costas de Ecuador (50% de acoplamiento aparente) y de Colombia (30% de acoplamiento aparente) puede estar vinculada a la zona de ruptura del terremoto de 1979; mientras, que el sur de la ruptura de 1906 está caracterizado por la ausencia de terremotos históricos.

2.2. El Ciclo Sísmico a lo largo de la fosa al Norte Ecuador y al Sur de Colombia.

Como ya se mencionó, durante el siglo XX cuatro terremotos grades de tipo subducción con $M_w > 7.5$

han ocurrido: el primero, el 31 de enero de 1906 con una M_w de 8.8 y una longitud de ruptura (L) de 500 Km. La misma zona se rompió posteriormente en tres segmentos menores (Fig. 1.); el primero segmento se produjo durante el terremoto de 1942 ($M_w=7.8$, $L=200$ Km.); seguido del evento de 1958 ($M_w=7.7$, $L=50$ Km.); y finalmente con el terremoto de 1979 ($M_w=8.2$, $L=180-230$ Km) [1, 8, 9].

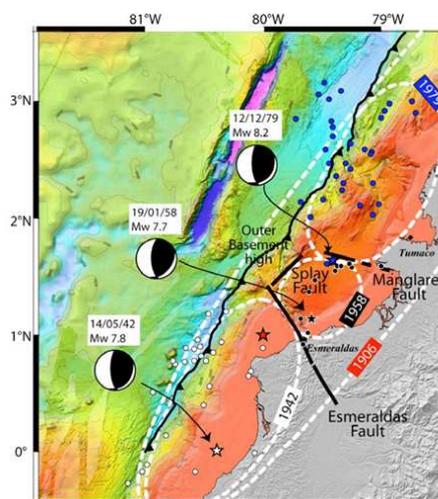


Fig. 1. Localización de los cuatro terremotos tipo subducción de los años 1906, 1942, 1958, y 1979 [1, 8, 9].

La secuencia de los terremotos de 1942, 1958 y 1979 segmentó la zona del terremoto de 1906. Lo cual puede ser explicado por medio de los modelos de asperezas y barreras [1]. Estos dos modelos son dos modelos extremos con respecto a la función de la heterogeneidad espacial dentro de un mismo ciclo sísmico [1].

El evento del 12 de diciembre de 1979 ($M_t=8.2$, $M_w=8.2$, $L=180-230$ Km), fue la última parte de la secuencia de este ciclo de ruptura, y ocurrió a las 7:59 UT (hora local +5); fue localizado en la latitud $1.62^\circ N$ y longitud $79.42^\circ W$, con una profundidad de 24.3 Km; tuvo una ruptura con dirección $N40^\circ E$, y fue reconocido como un evento de subducción basándose en los patrones de las ondas de cuerpo y de superficie resultantes de este evento [1, 6].

El terremoto empezó con la ruptura de una barrera que detuvo al terremoto de 1958; el hipocentro fue localizado en los límites de la zona de réplicas del terremoto de 1958 y 1979 [1]. La cantidad de réplicas del terremoto de 1979 fue mucho menor en comparación a la de los eventos de 1942 y 1958; lo cual podría implicar que esta zona de la parte de subducción estuvo bajo menor grado de deformación o quizás experimentaba una tensión menor.

La mayor parte del momento sísmico fue liberada entre dos truncamiento; esto se lo observó en función de tiempo de la fuente, donde se las localizó en $X=56$ km y $X=116$ km NE del epicentro.

Para la construcción de la fuente, Beck y Ruff (1984) asumieron un falla rectangular con un ancho uniforme de 100 km; un módulo de cizalla (μ) de 5×10^{10} N/m² y usaron la ecuación teórica del momento sísmico ($M_0 = \mu * D * A$) para estimar la magnitud de este evento. Ellos obtuvieron los siguientes desplazamientos: 1.75 m, 5.9 m, y entre 1 y 2 m, respectivamente para cada parte del segmento. Por otro lado, de acuerdo a Collot (2004), la placa oceánica de Nazca cercana a la zona del terremoto de 1979 buza 3.5°, lo cual puede ser visto en la línea sísmica SIS-33.

3. Observaciones de Tsunamis

Los habitantes de la costa ecuatoriana han sido afectados por tsunamis en varias ocasiones durante el siglo XX.

3.1. Tsunami del 12 de Diciembre de 1979

Se dispone información sobre este evento, la cual fue detallada por Herd *et al.*, [6]. De acuerdo a ellos, varios minutos después del terremoto del 12 de diciembre de 1979 ocurrido a las 07:59:4.3 UT (hora local +5), la costa sur de Colombia fue arrasada por un tsunami que destruyó casi por completo la población de San Juan, ubicada 60 km al norte Tumaco. Al menos 220 personas, en su mayoría niños, murieron cuando el mar regresó en una sucesión de 3 o 4 olas. La ola más alta alcanzó alrededor de 2.5 m por encima de la posición de marea alta, inundando parte del pueblo con más de dos metros agua.

3.2. Procesamiento del Mareograma de Esmeraldas del 12 de diciembre de 1979

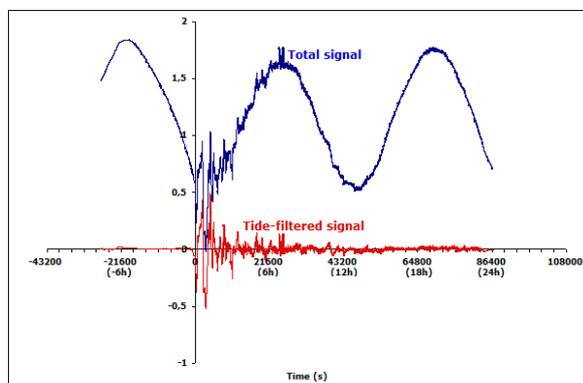


Fig. 2 Mareograma digitalizado de Esmeraldas (en azul).

La imagen de la señal analógica del mareógrafo fue digitalizada (Fig. 2.) utilizando el software Didger. Debido a la baja resolución de la imagen, se obtuvo un error de aproximado de 3 min. Se utilizó el filtro de Hanning para frecuencias bajas con el fin de aislar la señal de la marea (cortando el período de 1h). La marea residual se obtuvo al substrar la marea de la señal total. Además, el registro digitalizado fue procesado dividiendo el tiempo para puntos equidistantes (cada 10s.) por medio de una interpolación lineal para poder comparar más fácilmente con las series de tiempo simuladas.

4. Simulación del Tsunami

Los modelos de simulación de tsunamis pueden servir como elementos de tiempo real de un sistema de alerta; además, 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: ayuda a estimar el riesgo de tsunamis; la información hidrográfica puede ser usada para mejorar la fuente geofísica; provee una imagen sinóptica de un evento y hace menos difícil analizar procesos físicos que son responsable de la amplificación y atenuación de ondas.

4.1. El Modelado Numérico

Se ha utilizado el modelo de propagación de tsunamis y alcance de las olas (run-up) FUNWAVE. Este modelo es completamente no-lineal y dispersivo; retiene información para el orden principal en las frecuencias de dispersión $O((kh)^2)$ y para todos los órdenes en las frecuencias no lineales a/h (donde k denota un escala de longitud de onda inversa, a denota la amplitud de onda, y h denota la profunda del agua).

El modelo toma al dominio computacional entero como un dominio fluido activo, al emplear una versión mejorada de la técnica de ranura o fondo-permeable, es decir, el algoritmo de línea de costa en movimiento que fue propuesto por Chen y Kennedy para la simulación del alcance de las olas (run-up). El modelo incluye fricción en el fondo, disipación de energía para considerar el esquema de rompimiento de olas y una sub-grilla de turbulencia.

4.2. El Dominio Computacional

Las limitantes necesarias para construir un dominio computación preciso son: (i) el dominio debe incluir la forma inicial de la ola, poniéndose aquí el equivalente de la deformación vertical del fondo marino; (ii) el área costera que está considerada en el estudio; (iii) la grilla debe ser precisa con espaciamiento adecuado para poder reproducir las principales características costeras (bahías, cabos, variaciones locales de la batimetría costa afuera).

Se ha construido primeramente un dominio espacial con una grilla separada 150 m desde 0.79°N a 3.5°N, y desde 80.05°W a 78.3°W (una grilla con 1555 x 2024 nodos). Un tiempo de separación (time step) empírico óptimo $dt = 0.25$ s fue elegido por medio de la relación $dt = 0.3 \min(dx, dy) / \sqrt{gh_{max}}$. Una propagación de 1.5 horas ha sido escogida, y así poder simular una cantidad significativa de olas para compararlas con el mareograma de Esmeraldas. Una simulación típica toma 2 días del CPU, lo cual es una fuerte desventaja considerando que se necesitan aproximadamente 100 simulaciones para poder tener resultados más adecuados. Por esta razón, para llevar a cabo la calibración se tomó la opción de modificar la grilla a una más gruesa (540 m de espaciado y un dt de 1 min). Las soluciones presentadas al final no son totalmente convergentes; sin embargo, la convergencia de la solución propuesta se la obtendrá en los próximos 3 o 4 meses.

En cuanto al dominio computacional se refiere, una grilla inicial fue obtenida de Géozur, y ha sido reconstruida 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) [5]; (ii) para la parte de la plataforma, se usaron cartas marinas digitalizadas disponibles y para el resto, los datos de ETOPO-2 han sido usados para completar la batimetría; (iii) La topografía se la obtuvo de SRTM (USGS Shuttle Radar Topography Mission) con una resolución espacial de 90 m.

4.3. Calibración de los parámetros de ruptura del terremoto de 1979 usando el mareograma y modelado numérico de propagación de Tsunamis.

Una serie de códigos de FORTRAN han sido desarrollados para poder llevar a cabo una comparación objetiva, entre el registro y la marea simulada en el puerto de Esmeraldas. La comparación está basada en estadísticas básicas (la cual es más objetiva que una simple visualización); el espectro de onda fue también computarizado. Si es aplicable, el mejor escenario será seleccionado en base a la más alta correlación cruzada y coeficientes de determinación R^2 , L_2 , la más baja norma y RMSE, la media, y desviación estándar (STD).

4.4. La construcción de la primera solución S_FG usando el perfil sísmico SIS-33.

La simulación de propagación de tsunamis con FUNWAVE requiere primero el cómputo de la deformación inicial del fondo marino, la cual se asume que será la onda inicial. Para este propósito, se han

usado los parámetros de ruptura de Okada [10], definidos en la tabla 1. Estos parámetros, como primera solución, han sido reunidos de diferentes fuentes, tal vez como el análisis sísmico [1] y el análisis del perfil sísmico SIS-33 [3]. Los detalles se dan en la tabla 1.

Tabla 1. Primera solución con tres segmentos S_FG obtenida con el perfil sísmico SIS-33.

Parámetros	S_FG		
	S1	S2	S3
x_0 (°W) (longitud)	79,32	78.65	78,72
y_0 (latitud) (°N)	1,81	2,74	3.02
d (km)	10	10	10
ϕ (°)	30	30	30
λ (°)	90	90	90
δ (°)	3.5	3.5	3.5
Δ (m)	1,79	5,90	2,00
L (km)	56	60	64
W (km)	80	90	80
τ (s)	30	52	51
M_0 (N.m)	$0,37 \times 10^{21}$	$1,32 \times 10^{21}$	$0,44 \times 10^{21}$
M_w	7,71	8,08	7,76
λ_0 (km)	56	60	64
τ_0 (sec.)	631	533	1673
η_0 (m)	(+0.58 , - 0.25) (+0.49 , - 0.38)	(+1.87 , - 0.83) (+1.55 , - 1.22)	(+0.68 , - 0.30) (+0.57 , - 0.45)

4.5. Simulación del tsunami de la primera solución S_FG usando el perfil sísmico SIS-33.

Para la solución S_FG con los 3 segmentos (Tabla 1) y el mareograma, se observan múltiples picos (Fig. 3); el primero a aproximadamente 2600 segundos y después pequeños picos a 1500 y 2000 segundos. Junto a los efectos de sitio, estos picos pueden ser representativos de la solución de ruptura segmentada. Sin embargo, una simple comparación visual entre las dos señales claramente muestra una fase atrasada.

Con lo que respecta a la comparación estadística, son muy pobres los resultados (Tabla 2): las señales están anti-correlacionadas y las estadísticas de amplitud muestran: una desviación estándar pobre (~50% error); un débil coeficiente de determinación

comparado a la unidad (también llamada habilidad del modelo); y una norma grande, la cual no debería estar demasiado lejos de cero. Sin embargo, si se cambia la posición de la señal simulada, para obtener una idea de la posición y tiempo de retardo generado por los tres segmentos, se obtiene un valor óptimo de 600 segundos; con este valor, se llega a un 0.44 de coeficiente de correlación cruzada y mejores RMSE, norma, y coeficiente de determinación.

La comparación de los espectros de las ondas es razonable; el espectro de la onda exhibe un pico de onda principal cercano (el período de 2048 segundos en la Fig. 4). Para este pico, la energía de la onda relativa está subestimada para la simulación.

La primera solución provee de información sobre la forma de calibrar los parámetros de la fuente de una forma más satisfactoria.

El propósito de este trabajo es mejorar la primera solución. Esto se logra variando los parámetros de la tabla 1 hasta considerar que la calibración es lo cercana a lo esperado.

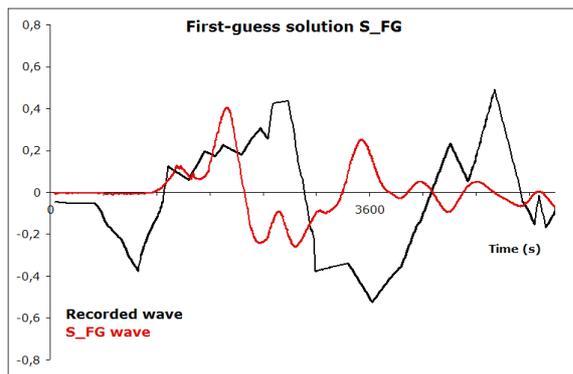


Fig. 3. El registro de Esmeraldas (en negro) y la simulación de los 3 segmentos S_FG (en rojo) con los valores de la tabla 1.

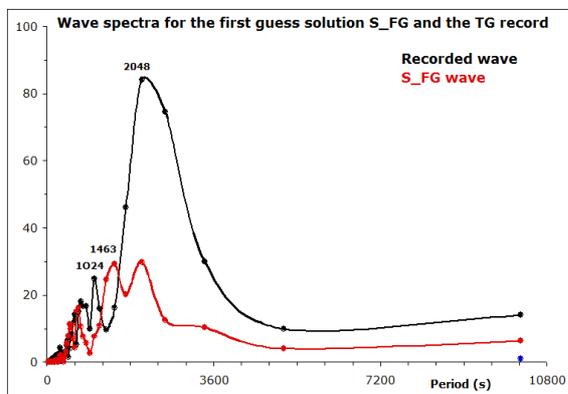


Fig. 4. El Espectro del período computado para el mareograma (en negro) y para los 3 segmentos S_FG

(en rojo) de la primera solución usando el perfil SIS-33 (Tabla 1).

Tabla 2. Comparación entre el mareograma (TG) y la marea simulada en Esmeraldas, usando la primera solución S_FG obtenida con el perfil SIS-33.

	Estadísticas de la Primera solución entre S_FG y mareograma		
	TG record	S_FG	S_FG +600 s
Media (m)	-0.03	0.01	0.01
STD (m)	0.25	0.11	0.11
RMSE		0.27	0.21
R ²		-0.39	0.18
L ²		1.18	0.90
Corr.		-0.15	0.44

4.6. Mejora de las primeras soluciones: La mejor solución encontrada

Se decidió analizar cada resultado de la simulación para llevar a cabo la siguiente. Esto conllevó a disminuir considerablemente el número de simulaciones. Se notó que los resultados de las simulaciones son muy sensibles al tamaño de la grilla. Como resultado, en para la optimización, se trató de encontrar el tamaño adecuado de la grilla, que debería ser lo suficientemente pequeño para reducir el tiempo del CPU y lo suficientemente grande para asumir un rango de convergencia de los resultados; para un aproximado del 15% de exactitud de la altura de la onda, se tomó un $dx = 540$ m y un $dt = 1$ s, el cual da un tamaño de grilla de 390 x 506. Una simulación típica tomó 5 horas.

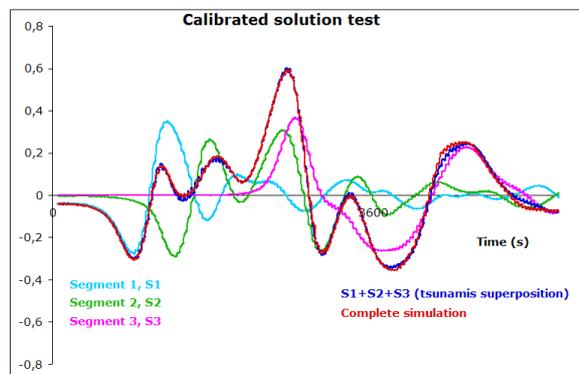


Fig. 5. Los 3 tsunamis individuales generados por cada segmento S1, S2 y S3 (Tabla 3, Fig. YYY).

Cuando se varía un parámetro de ruptura, el efecto sobre el mareograma virtual resultante está obviamente relacionado a la posición de Esmeraldas con respecto a la distribución inicial de las ondas: sobre su posición inicial relativa a los puntos nodales (donde no hay desplazamiento vertical del fondo marino, y se “tiene” ondas planas); y en la orientación característica de la onda. Es importante notar que los efectos de cada parámetro son dependientes entre ellos. Por esa razón, se ha llevado a cabo varias veces simulaciones de “ida y vuelta” para variar los parámetros.

Se discutirá brevemente sobre los efectos de cada parámetro en las series de tiempo de la altura de las ondas en Esmeraldas. Primero, es importante notar que todos los parámetros influyen sobre la altura de la onda, por varias razones que no se discutirán aquí. Respecto a la profundidad focal, la distribución espacial del desplazamiento vertical es amplia, y se puede citar, a los terremotos poco profundos que tienen un mayor efecto local. Como consecuencia, el desplazamiento vertical (la onda inicial) está caracterizado por gradientes horizontales más fuertes; el rumbo es crucial para la secuencia de las ondas y su dirección establece la primera onda, es decir la cresta vs el valle. Además, debido a que la directividad de la onda es normal al eje más grande entre L y W (ver tabla 1), la relación L/W junto al rumbo determinan la característica de la onda para un perfil batimétrico dado. Para el segmento 1, cuando se alinea el primer segmento con el azimut de la fosa (aproximadamente 30°), se obtiene una cresta al inicio, la cual no es coherente con el mareograma. Se tuvo que incrementar el rumbo para poder cambiar la secuencia de las ondas. Se lo puso paralelo con la línea de costa, la cual está más cerca que la fosa. Esto también aplica para el segmento 2, puesto que se necesita un valle al inicio de la secuencia para poder compensar la primera gran cresta creada por el primer segmento. El buzamiento es un parámetro crucial, que determina la asimetría entre la subsidencia y el levantamiento (las amplitudes de la cresta o del valle) para buzamientos razonables; mientras, al aumentar el buzamiento la asimetría entre la cresta y el valle es más mayor.

Finalmente, se obtuvo una fuente calibrada con los parámetros descritos en la tabla 3 (Fig. 6). La cual ha sido construida con 3 segmentos (Fig. 7-8). La comparación visual (Fig. 6) es satisfactoria al igual que las estadísticas; las cuales han sido sobre todo optimizadas: una buena STD del 20% de discrepancia (Tabla 4); un excelente coeficiente de correlación cruzada de 0.84; y buenos valores de RMSE, coeficiente de determinación y norma. La solución reproduce los principales períodos de las ondas, en particular los picos con más energía a los 1000 y 2000 segundos aproximadamente (Fig. 9).

Es necesario recordar que la fuente propuesta es temporal, al no ser estrictamente convergente; esto es debido a que una solución completa requiere la misma metodología, pero, basada en un dominio computacional más preciso, lo cual requiere más tiempo de procesamiento. El proceso de calibración ha sido complicado debido a la ubicación de Esmeraldas que se encuentra a un lado de la directividad de la onda principal. La localización es muy sensible a la posición de los puntos nodales. Más aún, Esmeraldas está rodeada por un Cañón y a lado de la plataforma que no es muy profunda en esta zona; y está sujeta a bruscos gradientes batimétricos, y por ende, a gradientes horizontales de la velocidad de la onda. La combinación de estas dos condiciones requiere un gran número de simulaciones (aproximadamente 100).

Tabla 3. Tabla 1 pero con la solución calibrada S_CAL propuesta para el terremoto de 1979.

Parámetros	Solución Calibrada S_CAL propuesta para el terremoto de 1979		
	S1	S2	S3
x_0 ($^\circ$ W) (longitud)	79,52	79,36	78.71
y_0 ($^\circ$ N) (latitud)	1,56	1,97	2.51
d (km)	10	10	10
ϕ ($^\circ$)	50	60	20
λ ($^\circ$)	90	90	90
δ ($^\circ$)	3.5	3.5	3.5
Δ (m)	5.5	6	5.5
L (km)	50	56	96
W (km)	56	45	45
τ (s)	100	50	470
M_0 (N.m)	$0,69 \times 10^{21}$	$0,65 \times 10^{21}$	$0,88 \times 10^{21}$
M_w	7,89	7,88	7.96
λ_0 (km)	50	45	45
τ_0 (sec.)	568	511	1474
η_0 (m)	+1.63 ; - 1.27	+1.76 ; - 1.40	+1.64 ; - 1.29

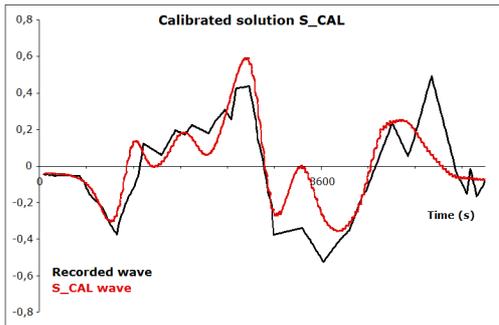


Fig. 6. El registro de Esmeraldas (en negro) y la simulación de los 3 segmentos ya calibrada S_CAL (en rojo) de la Tabla 3.

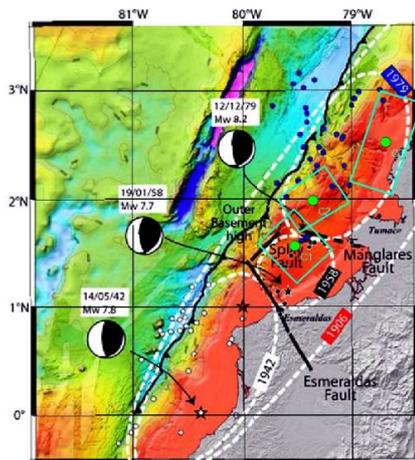


Fig. 7. El mapa batimétrico del margen convergente del norte de Ecuador – sur de Colombia modificado de Michaud *et al.*, (2006). C31, C32 y C33 corresponden a los centroides de cada segmento para la fuente calibrada S_CAL.

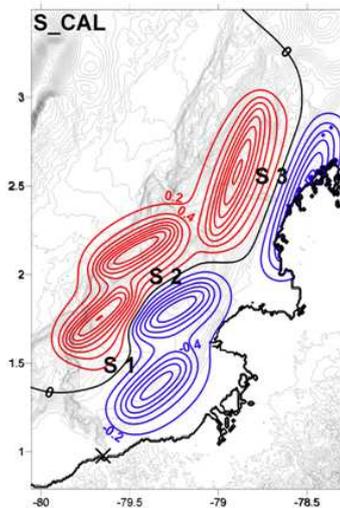


Fig. 8. La onda inicial obtenida con el método de Okada [10] para la solución calibrada S_CAL. La onda positiva (levantamiento del fondo marino) está representada en rojo, y la onda negativa (subsistencia del fondo marino) está en azul.

Tabla 4. Solución calibrada S_CAL, similar a tabla 2.

	<i>Estadística de la Solución Calibrada entre S_CAL y el mareograma</i>	
	TG record	S_CAL
Media (m)	-0.03	0.01
STD (m)	0.25	0.21
RMSE		0.14
R²		0.68
L²		0.56
Corr		0.84

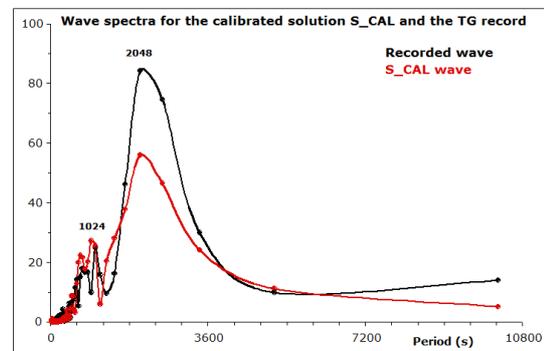


Fig. 9. El Espectro del período computado para el mareograma (en negro) y para los 3 segmentos calibrados S_CAL (en rojo), Tabla 3.

La optimización proporcionó información respecto al modo de ruptura: el área del evento de 1958 ha sido parcialmente reactivada, contrario a los análisis de otros estudios.

5. Conclusiones

La calibración es un proceso iterativo, y aproximadamente 100 simulaciones numéricas fueron ejecutadas, cada una determinaba la siguiente. Este procedimiento al no ser automático permitió reducir la cantidad de tiempo del CPU requerido, el cual para cada simulación tomaba 5 horas usando un clúster de 5 unidades. Criterios visuales fueron aplicados para la comparación del mareograma con la marea simulada; luego, se utilizó estadísticas básicas para la optimización de la fuente (desviación estándar, error cuadrático medio, norma, coeficiente de determinación, y correlación cruzada); lo cual hizo la comparación más objetiva.

Finalmente, una solución temporal es propuesta debido a que aún no se ha alcanzado la convergencia total de los parámetros; se espera lograrlo en los

próximos meses. La fuente está compuesta por 3 segmentos igual que la fuente propuesta por Beck y Ruff 1984. Sin embargo, el rumbo para cada segmento ha sido modificado hasta alcanzar la directividad deseada. Ningún rumbo de los segmentos es paralelo a la fosa; mientras que, las profundidades encontradas fueron menores a las propuestas por varios estudios anteriores.

Por otro lado, aparte de proponer la calibración de los parámetros de la fuente, se encontró sorprendentemente que parte del área del terremoto de 1958 fue reactivada parcialmente, y además tuvo un desplazamiento considerable.

6. Agradecimientos

A Mansour Ioualalen, Ph.D., del IRD, por su dirección durante toda la tesis, sin la cual no habría sido posible llevar a cabo este trabajo. A Edison Navarrete, Ing., de la ESPOL, director de la tesis por su valiosa colaboración especialmente en la parte final del trabajo. A mi toda mi querida familia, y amigos por su colaboración durante este trabajo.

7. Bibliografía

- [1] Beck, S.L., and Ruff, L.J., (1984). The Rupture Process of the Great 1979 Colombia Earthquake: Evidence for the Asperity Model, *J. of Geophys. Res.*, 89(B11), 9281–9291.
- [2] Collot, J.-Y., Charvis, P., Gutscher, M. A., and Operto, S., (2002). Exploring the Ecuador-Colombia active margin and inter-plate seismicogenic zone, *Eos Trans. AGU*, 83(17), 189–190.
- [3] Collot, J.-Y., Marcaillou, B., Sage, F., Michaud, M., Agudelo, W., Charvis, P., Graindorge, D., Gutscher, M.-A., and Spence, G., (2004). Are rupture zone limits of great subduction earthquakes controlled by upper plate structures? Evidence from multichannel seismic reflection data acquired across the northern Ecuador–southwest Colombia margin. *J. Geophys. Res.*, 109(B11103), doi: 10.1029/2004JB003060.
- [4] Collot, J.-Y., Agudelo, W., Ribodetti, A., and Marcaillou, B., (2008). Origin of a crustal splay fault and its relation to the seismicogenic zone and interplating at the erosional north Ecuador-south Colombia oceanic margin. *J. Geophys. Res.*, 113(B12101), doi: 10.1029/2008JB005691.
- [5] Collot, J.-Y., Michaud, F., Legonidec, Y., Calahorrano, A., Sage, F., Alvarado, A., and scientific and technical people from INOCAR, (2005). Mapas del margen continental centro y sur de Ecuador: Batimetría, relieve, reflectividad acústica e interpretación geológica, Publicación IOA - CVM - 04 - POST.
- [6] Herd, D.G., Youd, T.L., Meyer, H., Arango C., J.L., Person, W.J. and Mendoza, C., (1981). The Great Tumaco, Colombia Earthquake of 12 December 1979. *Science*, 211, 441–445.
- [7] 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.
- [8] Kanamori, H., and McNally, K.C., (1982). Variable Rupture Mode of the Subduction Zone along the Ecuador-Colombia Coast. *Bull. Seis. Soc. Am*, 72(4), 1241–1253.
- [9] Mendoza, C., and Dewey, J.W., (1984). Seismicity Associated with the Great Colombia- Ecuador Earthquakes of 1942, 1958 and 1979: Implications for Barrier Models of Earthquake Rupture. *Bull. Seis. Soc. Am*, 74(2), 577–593.
- [10] Okada, Y., (1985) Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull. Seis. Soc. Am*. 75(4), 1135–1154.