



## Fuente sísmica del terremoto de Pisco 2007 a partir de inversión de registros mareográficos

César Jiménez<sup>\*1,2</sup>, Nabil Moggianno<sup>1,2</sup> y Miguel Saavedra<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima, Perú

<sup>2</sup>Dirección de Hidrografía y Navegación, Marina de Guerra del Perú, Callao, Perú

Recibido 30 diciembre 2012 – Aceptado 22 abril 2013

Un terremoto remeció la región centro-sur del Perú, el 15 de agosto del 2007. Como efecto cosísmico se produjo un maremoto que inundó algunos poblados y balnearios costeros. Del análisis y el procesamiento de nueve señales mareográficas observadas se puede obtener los parámetros que caracterizan la deformación cosísmica inicial mediante un proceso de inversión, en el cual se compara la señal calculada con la señal observada a través de un proceso de mínimos cuadrados no-negativos. El valor máximo del deslizamiento es de 7.0 m ubicado en la parte sur de la geometría de ruptura. El momento sísmico escalar calculado es  $M_0 = 1.99 \times 10^{21}$  Nm, lo que equivale a una magnitud de 8.1 Mw. Como resultado se obtiene un modelo heterogéneo de la fuente sísmica que es la condición inicial para simular la propagación e inundación del maremoto.

**Palabras claves:** Terremoto, maremoto, inversión, simulación numérica.

### Seismic source of 2007 Pisco earthquake obtained from tidal waveform inversion

An earthquake shooked the central-southern zone of Peru, on august 15, 2007. As coseismic effect a tsunami was generated, which flooded some villages and beach resorts. From analysis and signal processing of nine tidal records observed, we can get the parameters characterizing the initial coseismic deformation through an inversion process, in which the computed signal is compared with the observed signal by a non-negative least square process. The maximum slip is 7.0 m and is located on the southern part of rupture geometry. The calculated scalar seismic moment is  $M_0 = 1.99 \times 10^{21}$  Nm, equivalent to a magnitude of 8.1 Mw. As a result, a heterogeneous seismic source model is obtained, which was the initial condition for simulating tsunami propagation and inundation.

**Keywords:** Earthquake, tsunami, inversion, numerical simulation.

Una forma de verificar un modelo de fuente sísmica o modelo de deformación cosísmica inicial es mediante la simulación del maremoto correspondiente. Los parámetros tales como el tiempo de arribo, la amplitud y la polaridad de la primera onda y, en general, la forma de la onda del maremoto simulado deben tener una buena correlación con los correspondientes valores digitalmente procesados de los registros mareográficos para las estaciones disponibles.

Desde el punto de vista físico, la inversión de ondas mareográficas brinda un mejor resultado para la obtención del campo de deformación inicial, debido a que el modelo de velocidades es un parámetro que se conoce relativamente bien, puesto que, la velocidad de las ondas del maremoto sólo depende de la batimetría, que a

diferencia de la inversión de las ondas telesísmicas, no se conoce con certeza el modelo de velocidades, de tal manera que se asume un modelo de velocidad que brinde mejor correlación durante el proceso de inversión. La bondad de los resultados obtenidos dependerá de la calidad de los registros mareográficos y de la calidad de la batimetría en torno a las estaciones.

El terremoto de Pisco de 2007 se generó en los límites entre la placa tectónica de Nazca y la de Sudamérica. Estas dos placas convergen a una razón de 7-8 cm/año [1]. El sismo es del tipo de falla inversa en la interfase entre las dos placas, con la placa de Nazca moviéndose por debajo de la placa Sudamericana, proceso conocido como subducción. La actividad sísmica dominante a lo largo de la costa del Perú es una conse-

\*cjimenezt@unmsm.edu.pe

cuencia directa del proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana, por lo que la costa del Perú tiene una historia de grandes terremotos. En promedio, en los últimos cinco siglos se ha producido un terremoto destructor de magnitud mayor a 8.0 Mw en alguna parte del territorio peruano.

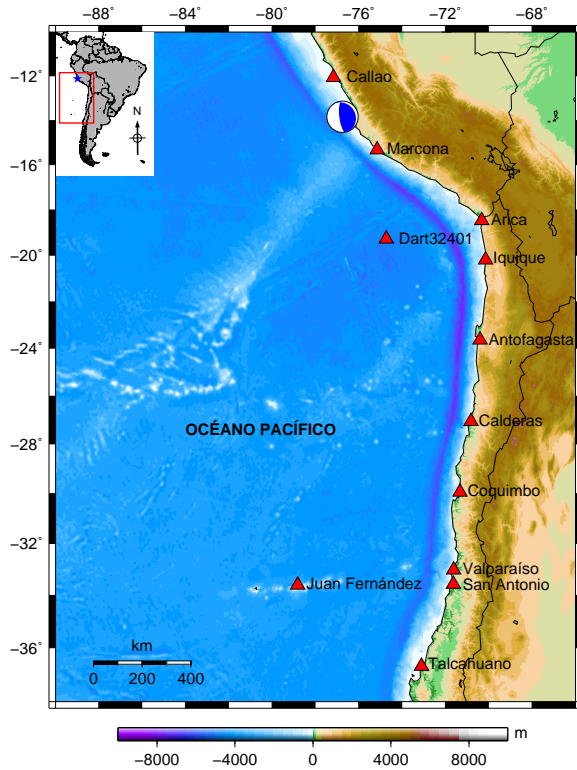
Como efecto cosísmico, el terremoto generó un maremoto, el cual se originó al sur del epicentro en la península de Paracas. El mecanismo focal para estos terremotos generalmente corresponde a una falla inversa con el plano nodal orientado en la dirección NNW-SSE y con un plano buzante casi horizontal [2].

## Métodos

Para la realización del presente trabajo, se utilizaron los datos que proceden de diferentes fuentes tales como, los registros mareográficos que proceden de doce estaciones mareográficas digitales de las cuales once pertenecen al *Sea Level Station Monitoring Facility* [3], ubicadas en puertos y caletas costeras y una boya del *Deep-ocean Assesment and Reporting of Tsunamis DART* de la *National Data Buoy Center* [4] ubicada en altamar.

ner una buena distribución geométrica azimutal de las estaciones con respecto al epicentro se debería disponer de más estaciones hacia el norte, lo que no sucedió en este evento en particular, debido a la falta de registros de buena calidad y libre de ruido.

Toda señal mareográfica está compuesta de un amplio espectro de frecuencias con tres componentes principales tales como las mareas, el oleaje y las ondas del maremoto. Para estudiar los registros mareográficos del maremoto se debe aplicar los algoritmos del procesamiento digital de señales [5]. Primero se interpolan los datos para una razón de muestreo de 1 minuto, por el método de interpolación cúbica, con el objetivo de homogeneizar los datos, debido a que cada estación tiene una razón de muestreo diferente, de 1 min, 2 min o 5 min. Luego, se quita el valor medio de la señal para centrarlo con respecto al eje de abscisas. Luego, se aplica un filtro Butterworth pasa-alta  $f_c = 6.94 \times 10^{-5}$  Hz y un filtro pasa-baja  $f_c = 0.0083$  Hz para eliminar las componentes de periodo muy largo como las mareas y las de periodo muy corto como los oleajes. Finalmente, el tiempo se referencia con respecto al tiempo de origen del terremoto [6].



**Figura 1:** Distribución superficial de las estaciones mareográficas.

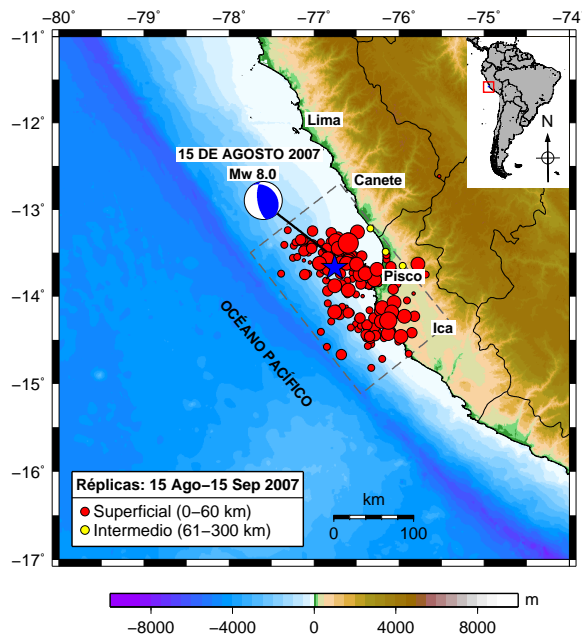
Todas estas estaciones están ubicadas en la costa de Chile y Perú, excepto la boya DART, Figura 1. Para te-

Nº	Estación	Lat (°)	Long (°)	TA (min)
1	Callao	-12.071	-77.174	55
2	Marcona	-15.343	-75.157	21
3	Arica	-18.476	-70.323	80
4	DART32401	-19.287	-74.731	51
5	Iquique	-20.205	-70.148	82
6	Antofagasta	-23.653	-70.404	110
7	Caldera	-27.065	-70.825	133
8	Coquimbo	-29.950	-71.335	164
9	Valparaíso	-33.027	-71.626	187
10	San Antonio	-33.580	-71.630	197
11	Juan Fern.	-33.620	-78.830	181
12	Talcahuano	-36.695	-73.106	254

**Tabla 1:** Las estaciones mareográficas están en orden correspondiente de sur a norte. El tiempo de arribo (TA) es respecto al tiempo del origen del terremoto.

Sin embargo, para efectos computacionales del proceso de inversión, todos los registros se sincronizan de tal modo que el tiempo de arribo de la primera onda corresponde al minuto 20, un valor cercano al menor tiempo de arribo que corresponde a la estación de Marcona, Tabla 1. Se observa que el tiempo de arribo para la estación de Marcona es menor que para la estación del Callao, esto se debe a la batimetría y a la directividad de la propagación de las ondas del maremoto. Con excepción de esta estación, todos los tiempos de arribo guardan cierta proporcionalidad con respecto a la distancia epicentral de cada estación.

Debido a que la velocidad y la directividad de las ondas del maremoto dependen de la topografía marina, es esencial contar con un buen modelo de batimetría para los cálculos de la inversión. La batimetría global se ha tomado del modelo GEBCO 30 [7], que posee una resolución de grilla de 30 segundos de arco  $\sim 927$  m, Figura 1. Para el caso de la estación del Callao se ha trabajado con una batimetría más fina de 3 segundos de arco  $\sim 92$  m, correspondiente a sondajes marinos. Sin embargo, para el resto de las estaciones -con excepción de la boya DART-, no se ha podido contar con una batimetría de mayor resolución.



**Figura 2:** Réplicas del terremoto. Se observa la geometría del área de ruptura.

Fecha	15 Ago 2007
Hora GMT	23:40:57
Latitud	-13.39°
Longitud	-76.60°
Profundidad	39 km
Magnitud	8.0 Mw.

**Tabla 2:** Los parámetros hipocentrales según el NEIC.

Según los datos del *National Earthquake Information Center* (NEIC) [8], los parámetros hipocentrales se dan en la Tabla 2, se ha contabilizado un total de 167 eventos de magnitud mayor a 4.0, desde la ocurrencia del terremoto principal (15 Ago 2007) hasta un mes después (15 Set 2007). La réplica más fuerte ocurrió el 18 de agosto de 2011 y tuvo una magnitud de 6.0 Mw.

Estas réplicas están distribuidas principalmente entre la fosa y la línea de costa, y en menor proporción en el continente, a lo largo de la geometría de ruptura, desde la zona de Cañete hasta el sur de la Península de Paracas cubriendo una superficie con una longitud efectiva de alrededor de 180 km y un ancho efectivo de alrededor de 90 km, Figura 2.

Si se conocen los parámetros que caracterizan a un sistema, las condiciones iniciales y de frontera, entonces se puede predecir el comportamiento de dicho sistema en cualquier instante de tiempo. A este tipo de problema, de predecir el comportamiento futuro, se le llama el **problema directo**. El **problema inverso** consiste en utilizar los resultados de ciertas observaciones para inferir los valores de los parámetros que caracterizan al sistema [9]. En este trabajo se utilizan los registros mareográficos del maremoto para deducir los parámetros de la fuente sísmica, la distribución del *slip*.

El proceso es considerado como un sistema lineal e invariante en el tiempo que posee dos propiedades importantes: a) linealidad, que permite utilizar el principio de superposición para las funciones de Green y para las deformaciones unitarias e b) invariancia en el tiempo, que permite realizar un desplazamiento en el tiempo de las señales observadas y sus correspondientes funciones de Green, sincronizando las señales observadas de forma que el tiempo de arribo del maremoto corresponda al minuto 20, sólo para efectos de cálculo. Este último punto hace posible la utilización de estaciones mareográficas independientemente de su distancia epicentral. La solución del problema inverso no es única, sino que se elige del conjunto de valores que proporcionen la mejor correlación entre los datos observados y los simulados.

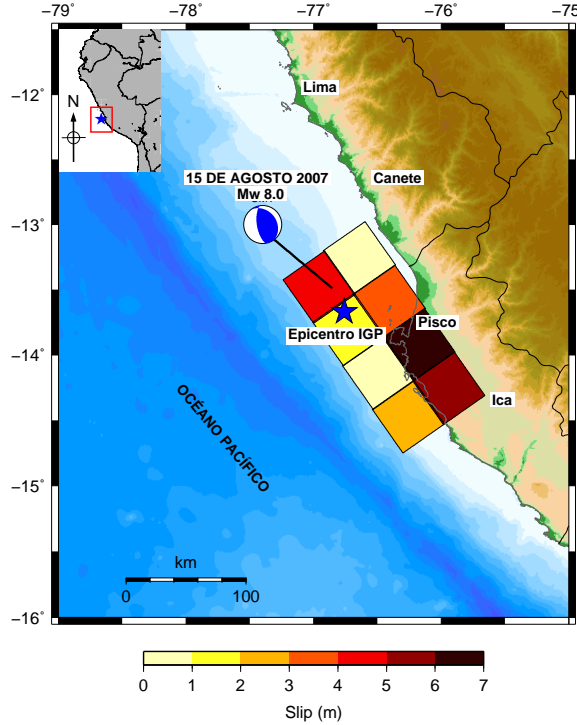
Para estimar la distribución del *slip*, se utilizó el método de inversión para nueve registros mareográficos de calidad aceptable [10]. El área de ruptura se dividió en ocho sub-fuentes o fragmentos de idénticas dimensiones:  $L = 45$  km y  $W = 45$  km, ubicados a una profundidad  $H_j$  con respecto a la parte superior, según la coordenada vertical de cada sub-fuente, Figura 3. La relación entre los diferentes parámetros está dado por

$$H_j = h + \frac{W}{2} \text{sen } \delta [1 - \text{mod}(j, 2)], \quad j = 1, \dots, 8 \quad (1)$$

$$h = h_e - [(x_e - x_0) \cos \Theta - (y_e - y_0) \sin \Theta] \tan \delta \quad (2)$$

donde,  $h$  es la profundidad de la parte superior del área de ruptura,  $(x_0, y_0)$  son las coordenadas de la esquina inferior izquierda,  $j$  representa la posición de la  $j$ -ésima sub-fuente,  $\delta$  es el ángulo de buzamiento,  $\text{mod}(j, 2)$  representa el módulo o resto de  $j$  con respecto a 2,  $(x_e, y_e, h_e)$  son las coordenadas del epicentro y  $\Theta$  es el ángulo azimutal. Se debe notar que  $H_j$  no es igual a la profundidad focal, pero están relacionados a través de la Ec.(2).

La deformación cosísmica se calcula para cada sub-fuente con un *slip* unitario, utilizando la formulación de Okada [11] y los datos del mecanismo focal. Estos parámetros del mecanismo focal son tomados del *Global CMT* [12] y son iguales para cada una de las sub-fuentes.



**Figura 3:** Se muestra las condiciones iniciales para la distribución del *slip*.

Desde el punto de vista físico, una función de Green representa la respuesta del sistema, señal simulada en la  $i$ -ésima estación, cuando dicho sistema es perturbado por un impulso unitario, una deformación debido al *slip* unitario en la  $j$ -ésima sub-fuente. Usando este campo de deformación como condición inicial, se calculan las formas de onda o funciones de Green en cada estación simulando la propagación del maremoto por el método de diferencias finitas para cada una de las sub-fuentes, usando una batimetría real. Las formas de onda observadas son expresadas como una combinación lineal de las formas de ondas calculadas, en notación tensorial como,

$$G_{ij}(t)m_j = d_i(t), \quad (3)$$

donde  $G_{ij}$  es la función de Green en la  $i$ -ésima estación generada por la  $j$ -ésima sub-fuente,  $m_j$  es el valor del *slip* en la  $j$ -ésima sub-fuente y  $d_i$  es la señal observada en la  $i$ -ésima estación.

Se utilizó el modelo de propagación de maremotos TUNAMI [13] con una sola grilla para obtener las fun-

ciones de Green correspondientes a las estaciones de Chile y a la boya DART, Figura 1.

La inversión se realiza mediante el método de mínimos cuadrados no-negativos [14]. Dicho método consiste en comparar la señal simulada con la señal observada y hacer mínimo el cuadrado del residual,

$$|G_{ij}m_j - d_i|^2 \rightarrow 0 \quad (4)$$

con la condición  $m_j > 0$ . Sólo se debe tomar la parte de la señal correspondiente al primer periodo de la onda para evitar problemas de contaminación de la señal con efectos de reflexión y resonancias locales, debido a la batimetría y morfología de la costa alrededor de cada estación. En este caso, se tomó el intervalo de tiempo desde el minuto 20 al minuto 60, para efectos de cálculo de la inversión.

Este algoritmo garantiza que todos los valores del *slip* sean positivos, como una condición necesaria desde el punto de vista físico. Sin embargo, matemáticamente este modelo no será el resultado más óptimo con respecto al método de mínimos cuadrados simple. El resultado de la inversión se muestra en la Tabla 3.

N°	Lat. (°)	Long. (°)	$H_j$ (km)	<i>Slip</i> (m)
1	-14.750	-76.300	14.00	2.25
2	-14.533	-75.983	27.91	5.65
3	-14.417	-76.533	14.00	0.84
4	-14.200	-76.217	27.91	6.96
5	-14.083	-76.767	14.00	1.70
6	-13.867	-76.450	27.91	3.07
7	-13.758	-77.000	14.00	4.06
8	-13.533	-76.683	27.91	0.05

**Tabla 3:** Distribución del *slip* para cada una de las 8 sub-fuentes. Las coordenadas corresponden a la esquina inferior izquierda y la profundidad corresponde al lado superior (según el eje vertical) de la fuente respectiva.

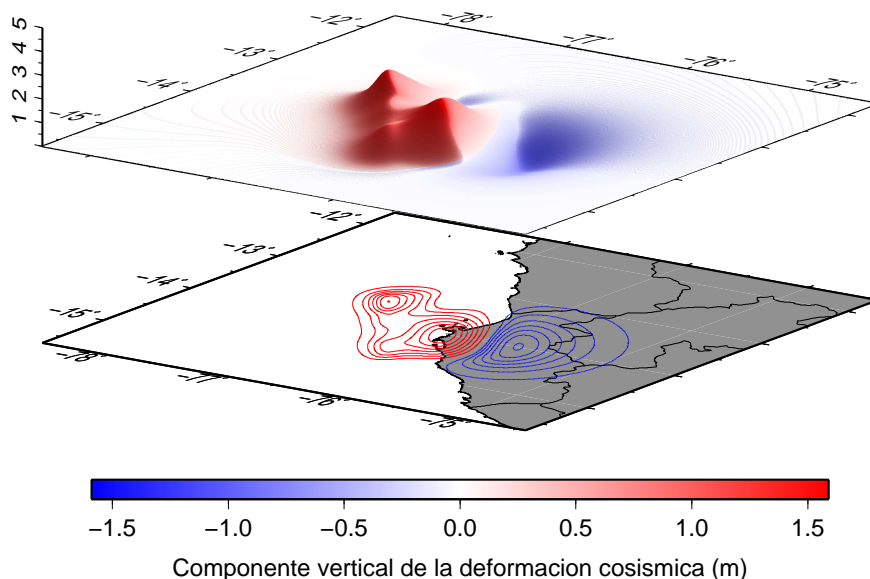
## Resultados

A partir de los valores del *slip* se obtiene el campo de deformación total como una combinación lineal de las deformaciones unitarias, el cual es utilizado como condición inicial de la propagación del maremoto. El máximo valor del *slip* es de 7.0 m y se ubica en la parte sur del área de ruptura, en la sub-fuente N° 04. Esto explica el hecho de que la zona de la caleta Lagunillas haya sido la que sufrió el mayor impacto a causa de la inundación, puesto que se encuentra dentro de la sub-fuente 04. Adicionalmente, según los datos geodésicos tomados por el Instituto Geofísico del Perú, IGP, después del sismo para un punto geodésico en Punta Paracas, se movió 0.50 m hacia arriba y 1.60 m hacia

el mar [15]. El máximo valor de la componente vertical de la deformación cosísmica inicial es de 1.53 m.

Debido a la posición del epicentro y a la geometría del área de ruptura, se puede inferir que el proceso de ruptura se propagó en forma unidireccional desde el

epicentro, en la región norte de la geometría de ruptura, hacia el sur donde se concentra la mayor deformación, Figura 4. Esto concuerda con los resultados obtenidos por otros métodos como inversión telesísmica [16] y telesísmica-geodésica [17].



**Figura 4:** Se muestran los valores máximos de la componente vertical de la deformación cosísmica inicial en rojo y los valores mínimos en azul.

Teniendo la distribución del *slip* y las dimensiones de cada sub-fuente es posible calcular el momento sísmico escalar que se define como  $M_0 = \mu LWD$ , donde  $M_0$  es el momento sísmico,  $\mu = 4.0 \times 10^{10}$  N/m<sup>2</sup> es la rigidez promedio del medio elástico,  $L = 180$  km longitud total de la fuente,  $W = 90$  km es el ancho total de la fuente y  $D = 3.07$  m, es el *slip* promedio. El momento sísmico escalar total es  $M_0 = 1.99 \times 10^{21}$  Nm, y según la relación  $M_w = \frac{2}{3} \log(M_0) - 6.07$ , se obtiene una magnitud en la escala de momento de 8.1 Mw. Lo que significa que a partir de los registros mareográficos se obtiene un valor similar de magnitud en Mw que con los registros sísmicos.

En la Figura 5, se puede observar los resultados de la inversión mediante la comparación de las ondas simuladas y observadas. Nótese que para efectos del cálculo de la inversión, todas las señales han sido desplazadas en el tiempo con respecto al tiempo de arribo a la respectiva estación, de forma que todos los tiempos de arribo están sincronizados en el minuto 20. Se observa que existe una buena correlación entre la onda observada y la onda calculada. Esta correlación podría mejorar si solo se utilizarán las boyas DART -ubicadas en altamar-, para

el proceso de inversión, puesto que no habría problemas de reflexión y resonancia de ondas costeras. Sin embargo, la falta de cobertura de estas boyas en el Pacífico sur occidental y la gran distancia epicentral del resto de dichas boyas traería problemas de cómputo al trabajar en la simulación de campo lejano. Se han obviado a las estaciones del Callao, Marcona y Juan Fernández debido a la mínima correlación que presenta entre las señales simuladas y observadas.

Nº	Estación	Correlación
1	Arica	0.82
2	DART 32412	0.79
3	Iquique	0.78
4	Antofagasta	0.70
5	Calderas	0.82
6	Coquimbo	0.85
7	Valparaíso	0.80
8	San Antonio	0.70
9	Talcahuano	0.56

**Tabla 4:** El coeficiente de correlación entre las señales observadas y simuladas.

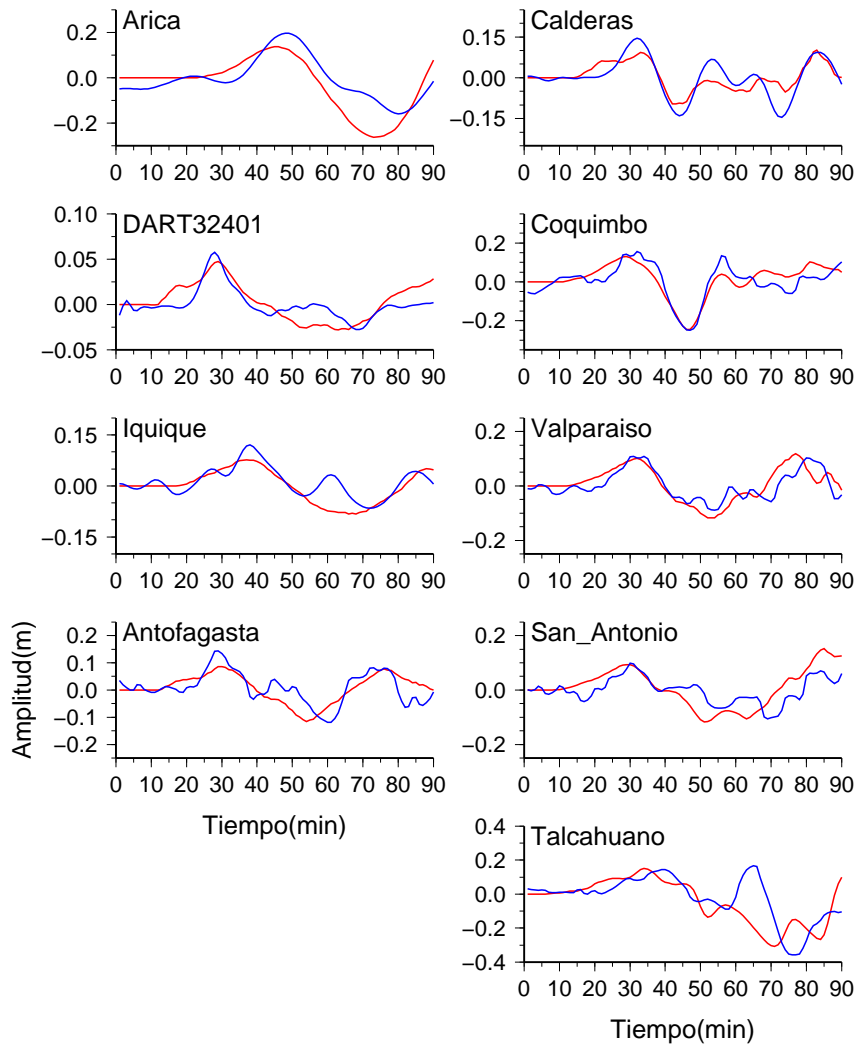
En la Tabla 4 se muestran los coeficientes de correlación entre la señal observada y la señal simulada para cada estación. Las estaciones de Coquimbo, Arica y Calderas presentan mejores valores de correlación.

Los efectos cinemáticos de la fuente sísmica son apreciables si el proceso de ruptura es muy lento,  $v_r < 1.5$  km/s y si la longitud efectiva de ruptura es muy grande, como el caso del maremoto de Sumatra del 2004 que tuvo un modo de ruptura unidireccional de sur a norte, con una longitud eficaz de ruptura de  $L_{ef} \approx 1000$  km [18].

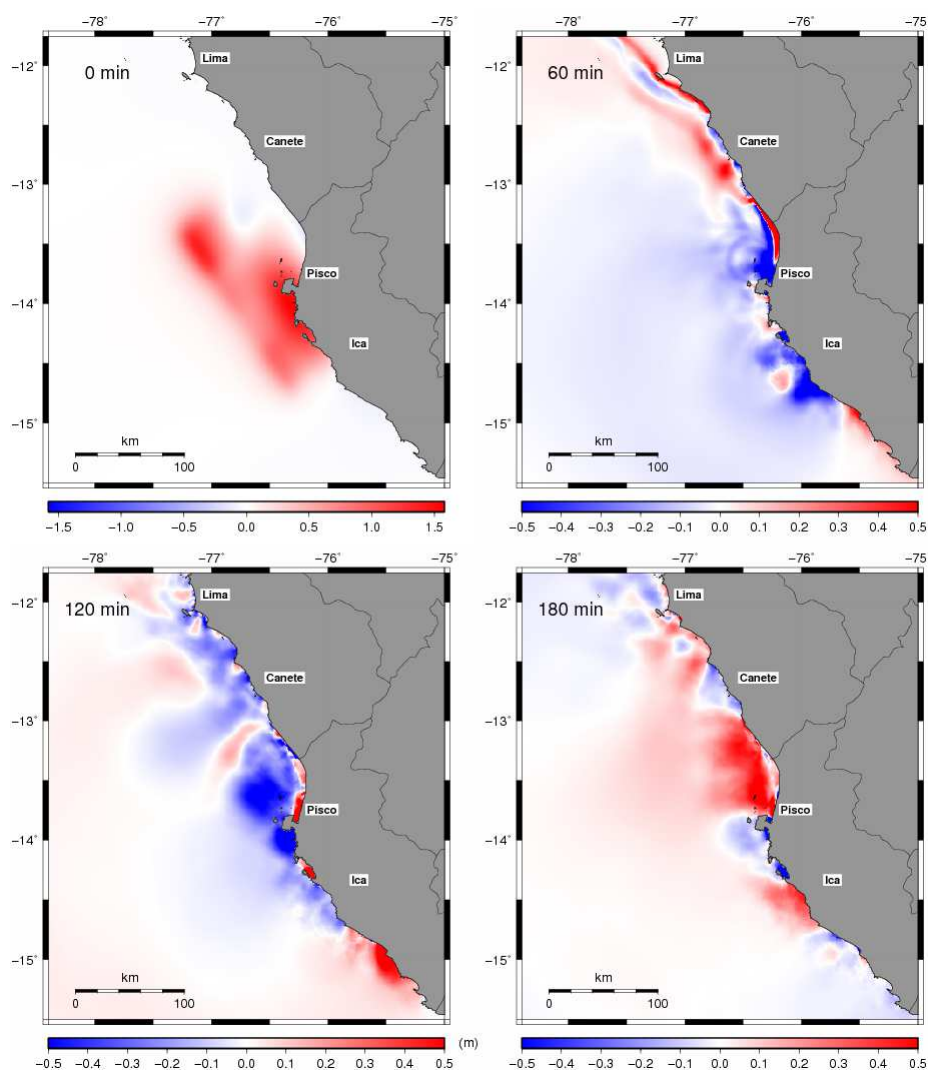
En el caso del maremoto de Pisco del 2007, el proceso de ruptura duró un tiempo  $\tau$  de alrededor 2 minutos [2], con lo que se puede estimar la velocidad de

ruptura promedio  $v_r = L_{ef}/\tau$ . Siendo el proceso de ruptura unidireccional de norte a sur  $L_{ef} = L$ , luego  $L_{ef} \approx 180$  km, por lo tanto,  $v_r \approx 1.5$  km/s. Sin embargo, Sladen *et al* [17] sostiene que el evento de Pisco no debe considerarse como un *tsunami earthquake* a pesar de la aparente pequeña velocidad de ruptura, en este caso, debe interpretarse que el terremoto consiste en 2 sub-eventos, cada uno con una velocidad de ruptura convencional de 2 a 4 km/s.

Para simular la fase de propagación del maremoto se utilizó el modelo TUNAMI [13]. Este modelo integra las ecuaciones de la teoría lineal de aguas someras mediante el método de diferencias finitas centrales cuyos resultados se muestran en la Figura 6.



**Figura 5:** Se muestra la inversión de los registros mareográficos para las diferentes estaciones. En color azul se muestra la señal observada y en color rojo la señal simulada. En las abcisas se muestra el tiempo (min) y en las ordenadas la altura de las ondas (m). Se ha sincronizado el tiempo de todos los registros con respecto al tiempo de arribo en el minuto 20.



**Figura 6:** Propagación del maremoto para  $t = 0, 1h, 2h$  y  $3h$  el color rojo indica los máximos valores de altura (m) mientras que el azul los valores mínimos.

Con la fuente finalmente obtenida, se realizó nuevamente la simulación para el modelo no-lineal, después de realizar la inversión, esto para verificar que la señal obtenida con el proceso de inversión tiene correlación con la señal observada.

Con respecto a la directividad de las ondas del maremoto, la mayor cantidad de energía se dirige en la dirección oeste, es decir hacia Nueva Zelanda y Australia. Esta directividad está determinada por la dirección perpendicular a la longitud del plano de la falla y por la batimetría del Océano Pacífico.

## Conclusiones

La solución del problema inverso no es única, sino que se elige el conjunto de valores del *slip* que proporcionen la mejor correlación entre los datos observados y simulados. La máxima amplitud de la deformación cósmica inicial para este modelo es de 1.53 m. El máximo *slip* es de 7.0 m y se ubica en la parte sur del área de ruptura, específicamente, al sur de la península de Paracas.

Para optimizar el resultado solo debería utilizarse los registros DART para la inversión, ya que su lejanía de las costas evita los efectos de reflexión y resonancia ondulatoria debido a la batimetría y morfología de la

costa en torno a cada estación mareográfica. Mas aún, es importante tener una buena distribución azimutal de las estaciones mareográficas alrededor del área de ruptura. Por otro lado, el resultado dependerá de la calidad de los datos mareográficos y de la calidad de la batimetría local en torno a cada estación.

El proceso de ruptura, cuyo inicio fue en el epicentro, presentó una directividad unidireccional a lo largo del azimut en la dirección norte a sur. La mayor aspe-  
reza se concentró al sur de la Península de Paracas. El

momento sísmico escalar calculado es  $M_0 = 1.99 \times 10^{21}$  Nm y la magnitud del terremoto inferido a partir de los registros mareográficos da un valor de  $M_w = 8.1$ .

Una forma de verificar el modelo de fuente sísmica propuesto es mediante la comparación de las señales observadas y simuladas. Las estaciones de Coquimbo, Arica, Calderas y Valparaíso tienen los mejores valores de correlación, mientras que la estación de Talcahuano tiene el menor valor de correlación.

---

## Referencias

- [1] E. Norabuena, T. Dixon, S. Stein, C. Harrison; *Deceleration and Nazca-Pacific plate motions*; Geophys. Res. Lett. **26**, 3405 (1999).
- [2] H. Tavera, I. Bernal; *The Pisco (Perú) Earthquake of 15 August 2007*. Seismol. Res. Lett. **79**(4), 510 (2008).
- [3] *International Oceanographic Center; Sea Level Station Monitoring Facility*. <http://www.ioc-sealevelmonitoring.org>.
- [4] NOAA, *National Data Buoy Center*, <http://www.ndbc.noaa.gov/dart.shtml>.
- [5] C. Jiménez, *Procesamiento digital de señales sísmicas con Matlab*, Rev. Inv. Fis. **10**(2), 23 (2007).
- [6] A. Rabinovich, R. Thomson y F. Stephenson; *The Sumatra tsunami of 26 December 2004 as observed in the North Pacific and North Atlantic oceans*, Surv. Geophys. **27**, 647 (2006).
- [7] GEBCO; *General Bathymetric Chart of the Oceans*, <http://www.gebco.net>.
- [8] USGS; *National Earthquake Information Center*, <http://neic.usgs.gov>.
- [9] A. Tarantola; *Inverse problem theory and methods for model parameter estimation*, Ed. *Society for Industrial and Applied Mathematics*, Philadelphia (2002).
- [10] K. Satake y H. Kanamori; *Use of tsunami waveform for earthquake source study*, Natural Hazards **4**, 193 (1991).
- [11] Y. Okada; *Surface deformation due to shear and tensile faults in a half space*, Bull. Seismol. Soc. Am. **75**(4), 1135 (1985).
- [12] G. Ekström y M. Nettles; *Global Centroid Moment Tensor Project*, Columbia University, <http://www.globalcmt.org>.
- [13] F. Imamura y S. Koshimura, Modelo numérico TUNAMI-N2, Tohoku University, *Disaster Control Research Center*.
- [14] C Lawson y R. Hanson; *Solving least squares problems*, Prentice-Hall, New York (1974).
- [15] L. Ocola; Aspectos físicos del maremoto de Pisco del 15 de agosto de 2007 y las inundaciones máximas, El terremoto de Pisco del 15 de agosto de 2007 (7.9 Mw), Instituto Geofísico del Perú.
- [16] Ji Chen y Yuehua Zeng; University of California, Santa Barbara - National Earthquake Information Center, [http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqinthenews/2007/us2007gbcv/finite\\_fault.php](http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqinthenews/2007/us2007gbcv/finite_fault.php)
- [17] A. Sladen, H. Tavera, M. Simons, J. Avouac, A. Konca, H. Perfettini, L. Audin, E. Fielding, F. Ortega y R. Cavagnoud; *Source model of the 2007 Mw 8.0 Pisco, Peru earthquake: Implications for seismogenic behavior of subduction megathrusts*, J. Geophys. Res. **115**, B02405 (2010).
- [18] A. Suppasri, F. Imamura y S. Koshimura; *Effects of the rupture velocity of fault motion*, Coastal Engineering J. **52**(2), 107 (2010).