



SGP
FUNDADA 1924

Sociedad Geológica del Perú

Journal Homepage: www.sgp.org.pe

ISSN 0079-1091

Características de la fuente del doblete sísmico de foco profundo de Perú del 24 de noviembre de 2015

Jiménez César¹, Calvo Martin¹, Saavedra Miguel¹, Molina Walter²

¹ U. N. Mayor de San Marcos, Lab. de Física de la Tierra, Calle Germán Amézaga N°375, Lima 1, Perú (cjimenezt@unmsm.edu.pe)

² Servicio de Agua Potable y Alcantarillado SEDAPAL, Lima 1, Perú (wmolina@sedapal.com.pe)

ABSTRACT

The Peruvian deep focus seismic doublet of November 24, 2015 is the largest event recorded on the Peru Brazil border in the last 50 years, with hypocenter at 630 km (7.4 Mw) for the first event and 638 km (7.6 Mw) depth for the second event, both events were separated by a distance of 50 km and by a time of 5 minutes. There was no damage on the surface, but the earthquake was felt in part of Peru (IV MM in Esperanza - Ucayali) and Brazil. The parameters that characterize the seismic source have been obtained from the inversion of teleseismic records. For example, the duration of the rupture process is around 25 s for both events and the rupture velocity is between 2.5 and 2.8 km/s. The source time function is similar for both events: it starts with a small energy release before 10 s and then the greatest energy release between 10 and 20 s. The focal mechanism is of normal fault type, so that the direction of the maximum stresses acting at the source is of the tensional type.

RESUMEN

El doblete sísmico de foco profundo de Perú del 24 de noviembre de 2015 es el evento de mayor magnitud registrado en la frontera Perú Brasil en los últimos 50 años, con hipocentro a 630 km (7.4 Mw) para el primer evento y 638 km (7.6 Mw) de profundidad para el segundo evento, ambos eventos estuvieron separados por una distancia de 50 km y por un intervalo de tiempo de 5 minutos. No se reportó daños en la superficie, pero el sismo fue sentido en parte de Perú (IV MM en Esperanza - Ucayali) y Brasil. A partir de la inversión de los registros telesísmicos, se ha obtenido los parámetros que caracterizan a la fuente sísmica, por ejemplo, la duración del proceso de ruptura (alrededor de 25 s) para ambos eventos y la velocidad de ruptura (entre 2.5 y 2.8 km/s). La función temporal de la fuente es similar para ambos eventos, inicia con una pequeña liberación de energía antes de los 10 s y luego la mayor liberación de energía entre los 10 y 20 s. El mecanismo focal es del tipo de falla normal, por lo que la dirección de los máximos esfuerzos que actúan en la fuente es del tipo tensional.

Palabras claves: sismología, inversión, terremoto de foco profundo.

1. Introducción

Un doblete sísmico se define como un par de eventos sísmicos que cumplen las siguientes condiciones: proximidad en el espacio y en el tiempo en la ocurrencia de los eventos y similitud de las características de la fuente sísmica, como los parámetros hipocentrales, magnitud, mecanismo focal y proceso de ruptura.

A profundidades mayores a 300 km y debido a las condiciones termodinámicas de alta presión (mayor a 10 GPa) y temperatura (mayor a 800°C) en la región de la fuente, no es probable que un sismo se genere por el

mecanismo de fractura de cizalla, común en los sismos de foco superficial, por lo que se debe considerar otro mecanismo de generación. A la fecha, aún está en debate el origen de los terremotos de foco profundo; sin embargo, existen dos hipótesis que explican la existencia de estos sismos.

La primera hipótesis, sugiere la discontinuidad de la corteza subducente, debido a la ausencia de sismicidad en el intervalo de 200 a 500 km de profundidad (Figura 2), por lo que la placa subducente a profundidades entre los 500 y 700 km, estaría lo suficientemente fría como para generar sismos. Wortel (1982) sugiere que la placa por debajo de

Sudamérica es discontinua y que la sismicidad profunda es debido a segmentos desacoplados de la placa. Wortel (1984) adicionalmente, propone un modelo de placa subducente discontinua que aplica esencialmente a la parte central de Perú, en el cual, la discontinuidad de la placa es una consecuencia natural que depende de la edad de la subducción. De este modo, en el centro del Perú la transición de una litósfera subducente antigua (con edad mayor que 70 Ma) a una más joven y relativamente más caliente, da lugar a un sistema de fuerzas, en la cual, la placa profunda y más densa se desprende de la placa anómala, joven y flotante. Esta placa más joven y flotante forma una rama subducente plana, mientras que la porción inferior más densa se hunde en la profundidad del manto. Una característica implícita de este modelo es que la ausencia de sismicidad de profundidad intermedia es indicativa de la supuesta ausencia de la placa subducente.

Por otro lado, James y Snoke (1990) realizaron experimentos de campo para estudiar la continuidad de las propiedades físicas de la zona de Wadati-Benioff, sus conclusiones sugieren que la zona donde se desarrollaba la actividad sísmica de Wadati-Benioff y vecina era continua, ya que en su investigación demuestran que la placa subducente actuaría como un reflector de ondas sísmicas.

La segunda hipótesis (más reciente), considera que el origen de los sismos profundos está asociado a procesos mineralógicos como la transformación o cambio de fase de olivino (silicato de magnesio y hierro) a espinela. Green y Burnley (1989) y Kirby (1991) han propuesto la transformación de fase del olivino a espinela como un posible mecanismo de generación de los terremotos profundos. En este caso, la transición de fase del material induce el proceso de ruptura, pero la ruptura principal ocurre bajo un ambiente de esfuerzos de cizalla.

El último gran evento sísmico ocurrido en la frontera Perú-Brasil en 1961, fue un doblete sísmico de magnitudes 7.6 y 7.2 Mw, profundidades de 612 y 598 km, con un intervalo de 12 días (según el catálogo del USGS NEIC), parámetros comparables con los del doblete sísmico del 2015. Un evento posterior ocurrió el 17 de octubre de 1990, con una magnitud de 7.0 Mw y una profundidad de 626 km. Por otro lado, uno de los sismos de foco profundo de mayor magnitud registrado instrumentalmente es el evento de Bolivia de 1994, con una magnitud de 8.2 Mw (Kikuchi y Kanamori, 1994; Jiménez et al., 2014).

El doblete sísmico de foco profundo del 24 de noviembre de 2015 no causó daños en la superficie, pero fue sentido con una intensidad máxima de IV en la escala modificada de Mercalli en el poblado de Esperanza (Ucayali), cercano a la frontera con Brasil, según el reporte del Instituto Geofísico del Perú (www.igp.gob.pe). En los tres primeros días, ocurrieron varias réplicas, las cuales se alinearon en la dirección Norte-Sur (Figura 9). La réplica de mayor magnitud fue de 6.7 Mw y ocurrió el 26 de noviembre de 2015.

El proceso de ruptura del doblete sísmico de Perú del 2015 ha sido investigado por Ye et al. (2016), quienes proponen la existencia de un proceso de ruptura distinto para cada evento del doblete. El mecanismo de ruptura del primer evento (7.5 Mw) fue del tipo de ruptura frágil, siendo el segundo evento (7.6 Mw) 40% más grande que el primero, con una ruptura más disipativa y probablemente

generado en forma dinámica. Esta diferencia en los mecanismos de ruptura se debe a las variaciones locales del estado de esfuerzos y de las propiedades del material. Por otro lado, Zahradnik et al., (2017) investigaron las características de la fuente sísmica del doblete sísmico del 2015, a partir de la inversión de ondas sísmicas de estaciones regionales y proponen que el doblete sísmico representa una ruptura segmentada de un gap sísmico de 30 años, en una estrecha zona a gran profundidad. El mecanismo generador del doblete sísmico estaría asociado a la cristalización nanométrica del olivino (y al deslizamiento asociado en las fronteras del cristal).

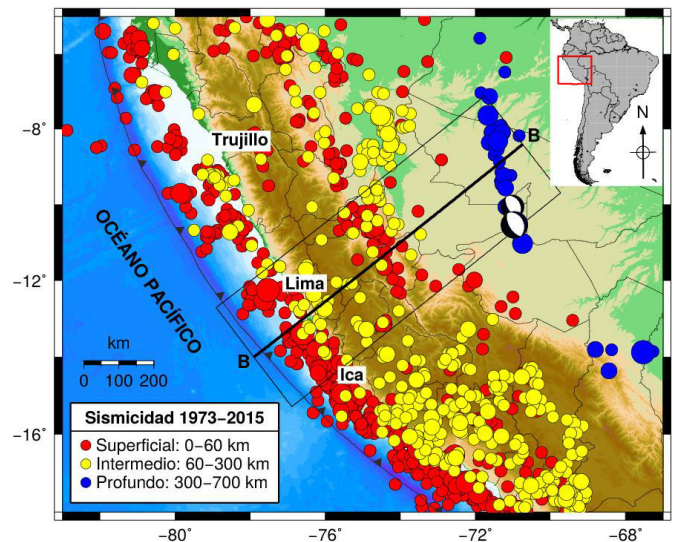


Figura 1. Sismicidad del Perú (catálogo del NEIC). El rectángulo contiene los sismos utilizados en el perfil B-B'. El doblete sísmico está representado por el respectivo diagrama focal.

En la presente investigación se ha estimado las características de la fuente sísmica del “doblete sísmico” de Perú del 2015, en base a la inversión de ondas telesísmicas de volumen (P y SH) de la red sísmica mundial, basado en el modelo numérico de Kikuchi y Kanamori (2003). También se ha calculado el tensor de momento sísmico para cada evento, así como los respectivos autovalores y autovectores para determinar los ejes principales de presión y de tensión.

2. Características de la Sismicidad

El borde occidental de América del Sur, se caracteriza por ser una de las regiones sísmicamente más activas en el mundo. El Perú, forma parte de esta región y su actividad sísmica más importante está asociada al proceso de subducción de la placa de Nazca (oceánica) bajo la placa Suramericana (continental), generando inclusive sismos de gran magnitud (mayor a 7.0 Mw). La distribución y origen de los sismos en Perú, ha sido tema de diversos estudios utilizando datos telesísmicos y regionales a fin de determinar la geometría de la subducción de la placa de Nazca bajo la Suramericana o bien para delinear las zonas de mayor deformación superficial en el interior del continente (Stauder, 1975; Barazangi y Isacks, 1979).

En la Figura 1, se muestra un mapa de la actividad sísmica ocurrida en Perú, durante el periodo 1973-2015, para eventos de magnitudes mayores a 5.0 Mw según el catálogo del NEIC-USGS (2015). La actividad sísmica con profundidad mayor a 300 km se localiza en las regiones Centro y Sur de la Llanura Amazónica. Esta sismicidad es mayor en la Región Central (latitud 6°S a 11°S) y se alinea en dirección N-S sobre una área de 500 km de longitud (borde Perú - Brasil) y en la región Sur (borde Perú - Bolivia) es menos numerosa y más dispersa.

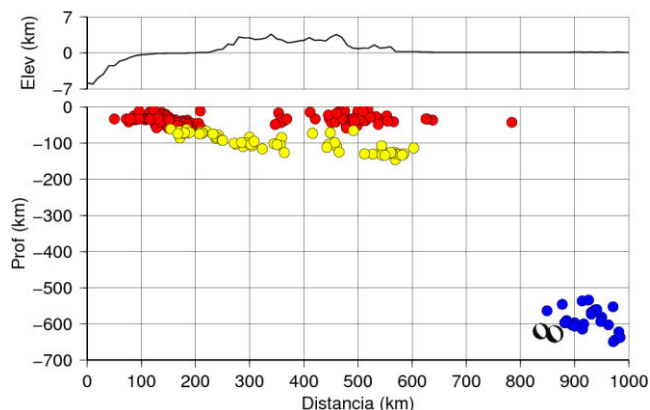


Figura 2. Perfil de sismicidad de la zona central del Perú, según el corte BB' (de la Fig. 1). La parte superior de la figura muestra el perfil de la topografía según el corte BB'. El doblete sísmico del 2015 está representado por el diagrama focal en blanco y negro.

En la Figura 2, se muestra el perfil vertical de sismicidad con dirección perpendicular a la fosa marina, con un ancho de banda de la proyección de 360 km por una longitud de 1000 km, de acuerdo al rectángulo indicado en la Figura 1. El perfil B-B' (Figura 2) presenta los sismos de la zona de Wadati-Benioff con una profundidad máxima de 100 km casi uniforme entre la costa y hasta 250 km al este, y de 300 a 600 km al este, la profundidad máxima es alrededor de 150 km casi uniforme. Asimismo, se observa una ausencia de actividad sísmica superficial entre los 200 km y 340 km de distancia horizontal desde el punto B, probablemente debido al nivel de detección ($M_w > 5.0$) y a la poca cobertura de las estaciones sísmicas de la red mundial.

En la sección vertical y hasta unos 100 a 120 km de profundidad, los hipocentros se distribuyen según una línea con pendiente de 15°-20° y a partir de esta profundidad (distancia horizontal de 300 km desde el punto B), el límite de la placa es prácticamente horizontal. Se observa una ausencia de sismicidad entre los 200 y 500 km de profundidad, debido probablemente al cambio de signo de los esfuerzos tectónicos que pasan de compresivos (sismos superficiales e intermedios) a tensionales para los sismos profundos (Isacks y Molnar, 1971). Los sismos con hipocentro profundo se distribuyen desde los 500 km hasta los 700 km de profundidad. Más allá de los 700 km de profundidad cesa toda actividad sísmica, debido a las condiciones termodinámicas y a las propiedades reológicas viscoelásticas del material en la interfaz litósfera-asténósfera.

De acuerdo a la Figura 3, los mecanismos focales de los sismos en la frontera Perú Brasil, son del tipo de falla normal y presentan ejes de tensión horizontales en

dirección E-O. Los ejes de tensión indican un claro patrón extensivo en dirección E-O. Los epicentros de los sismos en la frontera Perú Brasil están alineados en la dirección Norte - Sur; mientras que los epicentros en la frontera Perú-Bolivia están alineados en la dirección Este - Oeste, con ejes de tensión horizontales en dirección Norte - Sur.

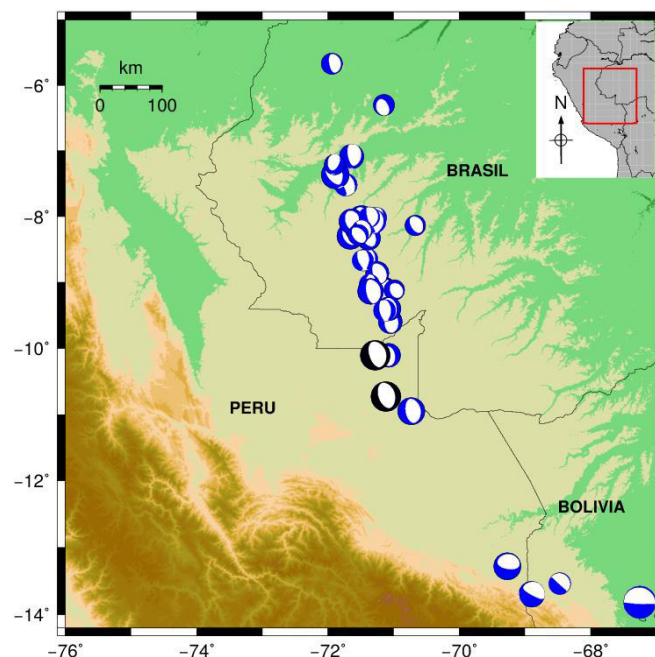


Figura 3. Los diagramas focales indican un tipo de mecanismo focal de falla normal, característico de los sismos de foco profundo en esta región (fuente: catálogo del Global CMT: <http://www.globalcmt.org/>).

3. Adquisición y Procesamiento de Datos Sísmicos

Los datos o señales sísmicas del doblete sísmico de Perú de 2015, están disponibles en la web de IRIS: <http://www.iris.edu> (último acceso: Ene 2016). Solo se ha considerado las estaciones (alrededor de 68) en el rango telesísmico, es decir, entre las distancias epicentrales de 30° a 90° (Figura 4), donde se puede observar que existe una buena cobertura azimutal. Se tomó una ventana de tiempo de 150 s después del inicio de la onda P y 20 s antes de ese tiempo para cada señal. Se ha removido la respuesta del instrumento mediante un proceso de deconvolución (utilizando el software SAC2000, Goldstein et al., 1998) para luego integrar la señal y obtener una señal en desplazamiento con un intervalo de muestreo de 0.5 s.

Para determinar el tiempo de arribo de la fase P y SH, se ha utilizado las tablas de Jeffreys-Bullen (1958), luego se ha corregido manualmente el tiempo de arribo de la onda P (método usado en caso de ser necesario) para tener en cuenta las variaciones de los tiempos de arribo debido a la heterogeneidad de la corteza terrestre. Se ha aplicado un filtro pasa banda para tomar en cuenta el espectro de la señal correspondiente al ancho de banda de periodos entre 10 s y 100 s. Luego, para obtener la componente SH, se ha realizado una rotación de coordenadas.

Las formas de onda de los terremotos profundos, son menos complicadas que las de los sismos superficiales, debido a la separación en el tiempo del primer tren de ondas directas de volumen con respecto a las ondas

reflejadas en la superficie de la Tierra que llegan después. Además, las ondas directas de los terremotos profundos necesitan pasar sólo a través de la corteza lateralmente heterogénea de la Tierra debajo de la estación, en lugar de pasar debajo de la estación y de la fuente (Houston, 2015).

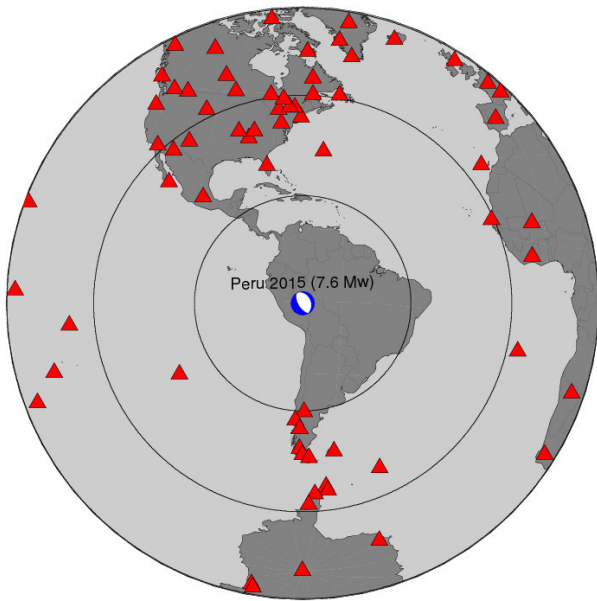


Figura 4. Distribución de las 68 estaciones telesísmicas (triángulos de color rojo) de la red sísmica mundial: IRIS, GEOSCOPE, etc.

Capa	v_p (km/s)	v_s (km/s)	ρ (g/cm ³)	espesor (km)
Fuente				
1	6.00	3.46	2.70	33.0
2	8.10	4.40	3.30	200.0
3	9.20	5.00	3.30	350.0
4	10.24	5.91	4.07	∞
Estación				
1	6.00	3.46	2.70	∞

Tabla 1. Modelo de velocidades en la vecindad de la fuente y en la estación (Jeffreys & Bullen, 1958). El símbolo " ∞ " significa un espesor muy grande.

4. Inversión de Ondas Telesísmicas

Para invertir las formas de ondas telesísmicas, se ha utilizado el modelo numérico de Kikuchi y Kanamori (2003). Este modelo considera una fuente sísmica con dimensiones finitas, la geometría de la fuente es discretizada en varias subfuentes (no puntuales) para un modelo de corteza estratificado según el modelo estándar de Jeffreys Bullen (Tabla 1).

Se han calculado las funciones de Green (en el dominio de la frecuencia usando la transformación de Fourier) para los 6 tensores de momento sísmico elementales, localizados en un sistema de grillas sobre el plano de ruptura alrededor del hipocentro y a varias profundidades. Se ha considerado 512 puntos de la señal en el dominio del tiempo (potencia de 2) con una razón de muestreo de 0.5 s. Se ha tomado en cuenta las ondas P (directas) y SH (rotadas). La Tabla 1 proporciona la estructura de la corteza cerca a la fuente y a

la estación. Se han utilizado filtros Q con una constante de tiempo de atenuación de 1.0 s para las ondas P y 4.0 s para las ondas S, en convolución con una función temporal de fuente de forma triangular (Kikuchi y Kanamori, 1991).

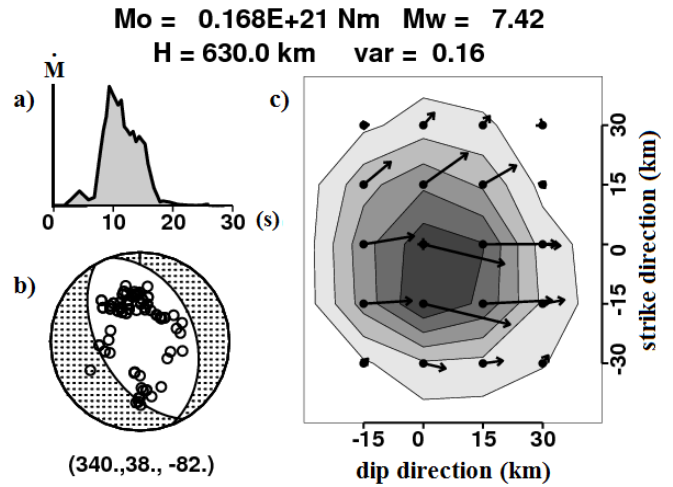


Figura 5. Resultados de la inversión de ondas telesísmicas para el evento E1. a) Función temporal de la fuente (escala vertical normalizada): razón de cambio del momento sísmico vs tiempo. b) Diagrama del mecanismo focal. c) Distribución de la dislocación (slip) o asperezas, las flechas oscuras representan a los vectores de dislocación.

La Figura 5 muestra los resultados del proceso de inversión para el evento E1. La función temporal de la fuente sísmica implica la presencia de varios subeventos dentro de un proceso de ruptura múltiple. Se observa una pequeña liberación de energía sísmica antes de los 7 s; sin embargo, la mayor liberación de energía sísmica ocurre entre los 8 y 18 s, para luego amenguar hasta los 20 s aproximadamente. El mecanismo focal obtenido es del tipo de falla normal (Tabla 2) y la profundidad, para la cual el residual es mínimo, es de 630 km. La velocidad promedio de propagación de la ruptura es de alrededor de 2.5 km/s. Las dimensiones del área de ruptura son de 60 km x 45 km aproximadamente; sin embargo la aspereza principal se concentra en un área de 15x15 km². El error total o varianza normalizada es de 0.16. La Figura 6 muestra la comparación entre las señales observadas y simuladas; en general, se observa una buena correlación, aunque algunas estaciones muestran un ligero desfase entre ambas señales, probablemente debido a las heterogeneidades locales en la estructura de la corteza.

Las Figura 7 y Figura 8 muestran los resultados del proceso de inversión para el evento de mayor magnitud: E2. De manera similar al caso anterior, la función temporal de la fuente sísmica implica la presencia de varios subeventos dentro de un proceso de ruptura múltiple. Se observa una pequeña liberación de energía sísmica antes de los 8 s; sin embargo, la mayor liberación de energía sísmica ocurre entre los 8 y 20 s, para luego disminuir hasta los 28 s aproximadamente. El mecanismo focal obtenido es del tipo de falla normal (Tabla 2) y la profundidad calculada es de 638 km. La velocidad promedio de propagación de la ruptura es de alrededor de 2.8 km/s. Las dimensiones del área de ruptura son de 70 km x 50 km aproximadamente; sin embargo, la aspereza principal se

concentra en un área aproximada de 20×25 km². El error total o varianza normalizada es de 0.30.

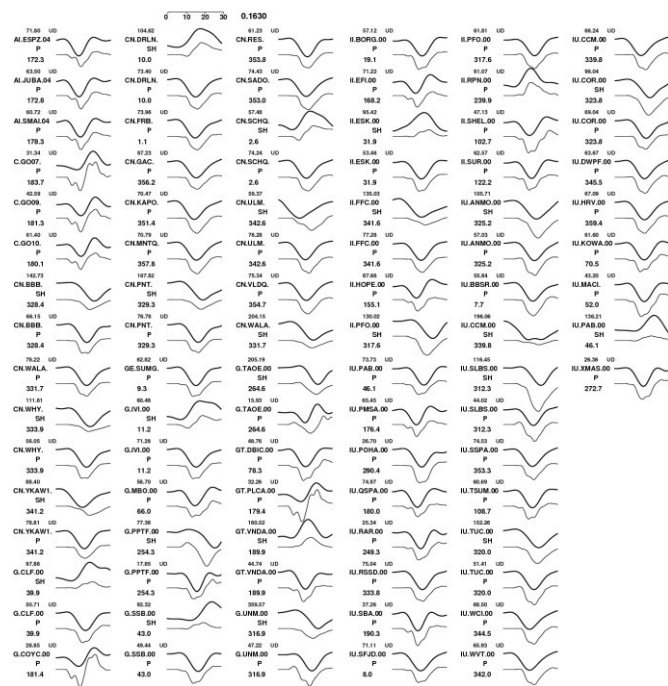


Figura 6. Comparación de las señales sísmicas observadas (superior) y simuladas (inferior) en desplazamiento para el evento E1. A la izquierda de cada registro, se muestra la amplitud pico a pico en micras, el código de la estación, la fase de la onda y el azimut. Se observa una buena correlación, siendo el error o varianza normalizada de 0.16.

Ambos eventos (E1 y E2) tienen una magnitud, mecanismo focal y características sísmicas muy similares, lo que justifica la denominación de “doblete sísmico”. La proximidad de ambos eventos en el tiempo (5 minutos) y en el espacio (50 km) sugiere la posibilidad que el primer evento E1 haya disparado la ocurrencia del segundo evento (E2), debido probablemente a una transferencia de esfuerzos, puesto que E1 es ligeramente más superficial que E2 y ambos eventos son de falla normal, por lo tanto, aún actúa una componente del esfuerzo tensional en la dirección que une a los focos sísmicos, con un gradiente que aumenta con la profundidad. Se descarta los efectos de directividad de la ruptura, porque la ubicación de E2 está en la dirección contraria. Por otro lado, puede considerarse que el primer evento (debido a su menor magnitud de 7.4 Mw) haya sido un premonitor del evento principal E2 (7.6 Mw).

Parámetro	E1	E2
Azimut	340°	339°
Buzamiento	38°	31°
Ángulo de dislocación	-82°	-88°
Latitud	-10.54	-10.06
Longitud	-70.96	-71.02
Profundidad	630 km	638 km
Tiempo origen UTC	22:45:38	22:50:54
Velocidad de ruptura	2.5 km/s	2.8 km/s
Magnitud	7.4 Mw	7.6 Mw
Varianza	0.16	0.30

Tabla 2. Parámetros focales e hipocentrales del doblete sísmico de Perú del 24 de noviembre de 2015 (E1: primer evento, E2: segundo evento).

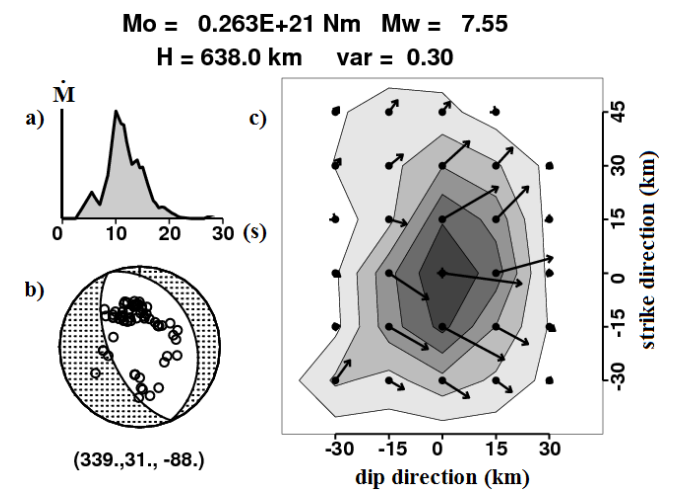


Figura 7. Resultados de la inversión de ondas telesísmicas para el evento E2. a) Función temporal de la fuente (escala vertical normalizada): razón de cambio del momento sísmico vs tiempo. b) Diagrama del mecanismo focal. c) Distribución de la dislocación (slip) o asperezas, las flechas oscuras representan a los vectores de dislocación.

5. Cálculo del Tensor de Momento Sísmico

Habiendo calculado los parámetros del mecanismo focal, es posible estimar el tensor de momento sísmico para cada evento del doblete, considerando un modelo de doble par de fuerzas que actúa en la región de la fuente sísmica.

Aki y Richards (2002) definen el tensor de momento sísmico en coordenadas cartesianas por una combinación de cuplas (o pares) de fuerzas y dipolos como:

$$M_{ij} = \begin{bmatrix} M_{xx} & M_{xy} & M_{xz} \\ M_{yx} & M_{yy} & M_{yz} \\ M_{zx} & M_{zy} & M_{zz} \end{bmatrix} \quad (1)$$

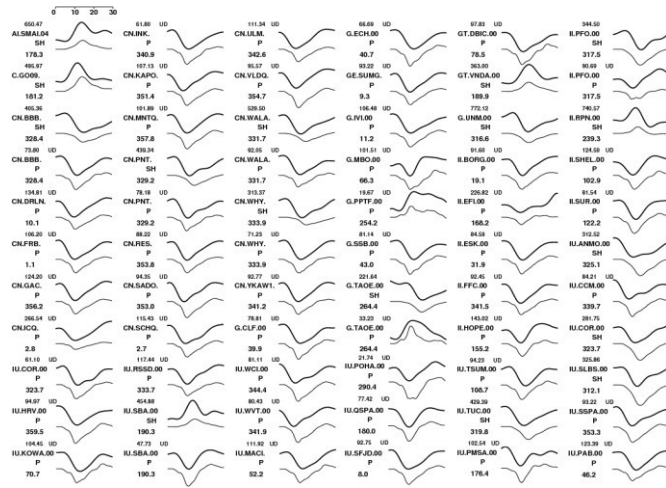


Figura 8. Comparación de las señales sísmicas observadas (superior) y simuladas (inferior) en desplazamiento para el evento E2. A la izquierda de cada registro, se muestra la amplitud pico a pico en micras, el código de la estación, la fase de la onda y el azimut. Se observa una buena correlación, con un error o varianza normalizada de 0.30.

Los elementos de la diagonal principal representan a los dipolos. Mientras que el resto de los elementos representan a las cuplas o pares de fuerza. La fuerza resultante es cero para cualquier elemento del tensor. Un par de fuerzas individual tiene un torque distinto de cero, lo que implica que el tensor de momento sísmico (de segundo orden) debe ser simétrico para prevenir la rotación de la región de la fuente: $M_{xy} = M_{yx}$, $M_{xz} = M_{zx}$ y $M_{yz} = M_{zy}$. Esto significa que sólo hay 6 elementos independientes del tensor de momento sísmico. Si la falla es solo por deslizamiento (sin componente isotrópica con cambio de volumen), entonces la primera invariante (traza del tensor) es cero.

En función de los parámetros del mecanismo focal: θ : ángulo azimutal (strike angle), δ : ángulo de buzamiento (dip angle) y λ : ángulo de dislocación (rake angle), los elementos del tensor de momento sísmico para una geometría determinada se escriben como (Aki and Richards, 2002):

$$\begin{aligned} M_{xx} &= -M_0 (\sin \delta \cos \lambda \sin 2\theta + \sin 2\delta \sin \lambda \sin^2 \theta) \\ M_{xy} &= M_0 (\sin \delta \cos \lambda \cos 2\theta + \frac{1}{2} \sin 2\delta \sin \lambda \sin 2\theta) \\ M_{xz} &= -M_0 (\cos \delta \cos \lambda \cos \theta + \cos 2\delta \sin \lambda \sin \theta) \\ M_{yy} &= M_0 (\sin \delta \cos \lambda \sin 2\theta - \sin 2\delta \sin \lambda \cos^2 \theta) \\ M_{yz} &= -M_0 (\cos \delta \cos \lambda \sin \theta - \cos 2\delta \sin \lambda \cos \theta) \\ M_{zz} &= M_0 \sin 2\delta \sin \lambda \end{aligned} \quad (2)$$

Realizando las operaciones algebraicas (para $\theta=340^\circ$, $\delta=38^\circ$ y $\lambda=-82^\circ$) se obtiene el siguiente tensor de momento sísmico, a partir de las ecuaciones (2):

$$M_{ij} = \begin{bmatrix} 0.1675 & 0.3744 & -0.1850 \\ 0.3744 & 0.7934 & -0.1876 \\ -0.1850 & -0.1876 & -0.9609 \end{bmatrix} M_0 \quad (3)$$

Los autovectores V_i de un tensor de segundo orden se definen como:

$$M_{ij}V_i = \sigma\delta_{ij}V_j \quad (i, j = 1, 2, 3) \quad (4)$$

Como $\delta_{ij}V_i = V_j$, entonces $M_{ij}V_i = \sigma V_j$, de donde se deduce que el producto de un tensor por el autovector está proyectado en la dirección del autovector y es proporcional al mismo.

El tensor delta de Kronecker, está representado por δ_{ij} y σ representa los autovalores del tensor de momento sísmico M_{ij} . La ecuación característica está dada por: $|M_{ij} - \sigma\delta_{ij}| = 0$. Puesto que el tensor es simétrico, los autovalores serán reales y los autovectores serán mutuamente ortogonales. Los autovectores del tensor de momento sísmico son paralelos a los ejes principales T, B y P (eje de tensión, eje nulo y eje de compresión).

La matriz de autovectores para el tensor de momento sísmico de E1 está dada por:

$$\begin{bmatrix} T_x & B_x & P_x \\ T_y & B_y & P_y \\ T_z & B_z & P_z \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -0.1323 & 0.8930 & 0.4301 \\ -0.0758 & -0.4417 & 0.8939 \\ -0.9883 & -0.0857 & -0.1261 \end{bmatrix} \quad (5)$$

La matriz de autovectores (ecuación 5) representa una transformación de coordenadas o rotación de ejes del sistema geográfico XYZ al sistema TBP.

Para obtener el tensor de momento sísmico y los autovectores del segundo evento sísmico (E2) se procedió de manera similar. En la Figura 9 se muestra la proyección de los autovectores P en el plano horizontal, estos indican la dirección de los esfuerzos tensionales que actúan en la región de la fuente, lo que es coherente con el patrón sismotectónico de la región de la frontera entre Perú y Brasil para los sismos de foco profundo (Stauder, 1975).

6. Discusión

El tema del doblete sísmico es interesante, diverso, pero sobre todo muy amplio. La solución mostrada coincide, con cierto detalle, con la información disponible en internet (USGS, CMT, etc.) y con los trabajos publicados por Ye et al., (2016) y Zahradnik et al., (2017), aunque estos investigadores han estudiado el doblete sísmico del 2015 con mayores alcances. En el presente trabajo, a diferencia de los anteriores autores, se ha calculado el tensor de momento sísmico y la dirección de los esfuerzos principales en la región de la fuente (Figura 9), a partir de los autovalores y autovectores de dicho tensor.

Con el modelo numérico cinemático de Kikuchi y Kanamori (2003), no se puede estudiar el comportamiento dinámico del proceso de ruptura del evento principal E2, tal como lo propone Ye et al., (2016), quienes utilizaron el método de retroproyección de ondas telesísmicas P.

Lo interesante del caso podría ser plantear hipótesis acerca de las posibles causas y posteriores efectos del doblete sísmico. Si se observa desde una perspectiva amplia, el doblete sísmico del 2015 es solamente un síntoma, de un amplio proceso tridimensional debajo de una superficie que cubre más de la mitad del Perú y parte de Brasil. Por lo tanto, los sismos no siempre pueden verse de manera individual, para estudiarlos mejor, se necesitaría contar con la concepción de un modelo tectónico integral.

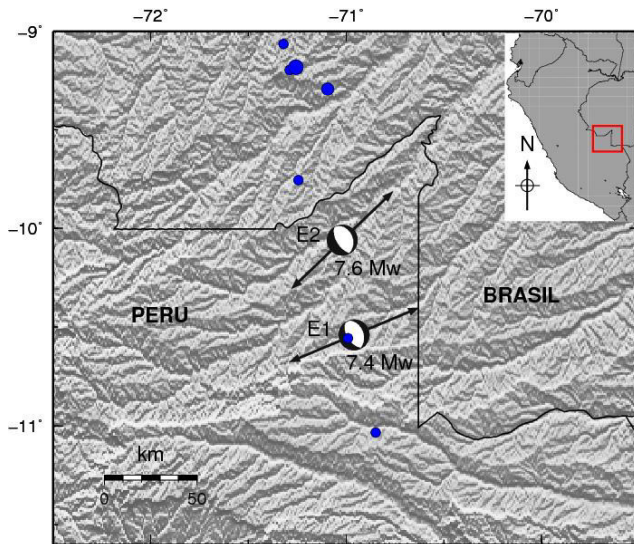


Figura 9. Proyección de los autovectores P en el plano horizontal, que indican la dirección de los esfuerzos tensionales que actúan en la fuente. Los círculos azules representan las réplicas ($M_w > 4.5$) del doblete sísmico.

7. Conclusiones

La proximidad en el espacio y en el tiempo de los eventos E1 y E2, así como la similitud de las características de la fuente sísmica, como los parámetros hipocentrales, magnitud, mecanismo focal y proceso de ruptura, justifican la denominación de “doblete sísmico”.

Ambos eventos del “doblete sísmico” tienen un proceso de ruptura múltiple o compuesto. La función temporal de la fuente indica una primera liberación de energía sísmica antes de los 10 s, para luego liberar la mayor cantidad de energía sísmica entre los 10 y 20 s.

La magnitud del primer evento se calculó en 7.4 Mw, mientras que para el evento principal se calculó en 7.6 Mw. La duración del proceso de ruptura es de alrededor de 25 s para ambos eventos y la velocidad de ruptura está entre 2.5 y 2.8 km/s.

La proximidad de ambos eventos en el tiempo (5 minutos) y en el espacio (50 km) sugiere la posibilidad que el primer evento E1 haya inducido la ocurrencia del segundo evento (E2), mediante un proceso de transferencia de esfuerzos tectónicos.

Los autovectores del tensor de momento sísmico forman una base ortonormal. La proyección del autovector P sobre la superficie indica la dirección (Nor-Este) de los esfuerzos tensionales en la región de la fuente.

El mecanismo focal es del tipo de falla normal, por lo que la dirección de los máximos esfuerzos que actúan en la fuente es del tipo tensional, coherente con el patrón sismotectónico de la región de la frontera Perú-Brasil.

Los resultados obtenidos en esta investigación coinciden, con cierto detalle, con los resultados encontrados en los trabajos publicados por Ye et al., (2016) y Zahradnik et al., (2017). Por ejemplo, todos coinciden en que la magnitud de E2 (7.6 Mw) es ligeramente mayor que E1 (7.4 Mw); el mecanismo focal es de falla normal; el proceso de ruptura empieza con una ligera liberación de energía (antes de los 6-8 s), para luego liberar la mayor cantidad de energía con una duración de 25-30 s.

Referencias

- Aki, K., Richards, P. 2002. Quantitative Seismology: Theory and Methods. 2nd Edition. University Science Books. California.
- Barazangi, M. y Isacks, B. 1979. Subduction of the Nazca plate beneath Peru: evidence from spatial distribution of earthquakes. *Geophysical Research Letters*, vol 57, pp 537-555.
- Goldstein, P., Dodge, D., Firpo, M. and Ruppert, S. 1998. What's new in SAC2000? Enhanced Processing and Database Access, *Seismological Research Letters*, vol 69:3, pp 202- 204.
- Green, H. y Burnley, P. 1989. A new self-organizing mechanism for deep-focus earthquakes. *Nature*, vol 341, pp 733-737.
- Houston, H. 2015. Deep Earthquakes - Treatise on Geophysics, vol 4, Chapter 13. Second Edition, Elsevier, pp 329-354.
- Isacks, B. y Molnar, P. 1971. Distribution of stresses in the descending lithosphere from a global survey of focal-mechanism solutions of mantle earthquakes. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, vol 9, No. 1, pp 103-174.
- James, D. and Snoke, J. 1990. Seismic evidence for continuity of the deep slab beneath central and eastern Peru. *Journal of Geophysical Research*, vol 95, No. B4, pp 4989-5001.
- Jeffreys, H. and Bullen, K. 1958. *Seismological Tables*. Office of the British Association, Burlington House, London.
- Jiménez, C., Tavera, H., Saavedra, M. y Calvo, M. 2014. El terremoto de foco profundo de Bolivia 1994 (8.2 Mw). *Revista de Investigación de Física*, vol 17, N° 2.
- Kikuchi, M. and Kanamori, H. 1991. Inversion of complex body waves-III. *Bulletin of Seismological Society of America*, vol 81, No. 6, pp 2335-2350.
- Kikuchi, M. and Kanamori, H. 1994. The mechanism of the deep Bolivia earthquake of June 9, 1994. *Geophysical Research Letters*, vol 21, No. 22, pp 2341-2344.
- Kikuchi, M. and Kanamori, H. 2003. Notes on Teleseismic Body-Wave Inversion Program. <http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/ETAL/KIKUCHI>.
- Kirby, S., Durham, W. y Stern, L. 1991. Mantle phases changes and deep-earthquakes faulting in subducting lithosphere. *Science* vol 252, pp 216-225.
- NEIC-USGS. 2015. Catálogo de parámetros hipocentrales (último acceso: Ene 2016):

<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/map>

Stauder, W. 1975. Subduction of the Nazca Plate under Peru as evidenced by focal mechanism and by seismicity. *Journal of Geophysical Research*, vol 80, pp 1053-1064.

Wortel, R. 1982. Seismicity and rheology of subducted slabs. *Nature*, vol 296, pp 553-556.

Wortel, M. 1984. Spatial and temporal variations in the Andean subduction zone. *Journal Geol. Soc. London*, vol. 141, pp. 783-791.

Ye, L., Lay, T., Kanamori, H., Zhan, Z. and Duputel, Z. 2016. Diverse rupture processes in the 2015 Peru deep earthquake doublet. *Sciences Advances*, N° 2, doi: 10.1126/sciadv.1600581.

Zahradnik, J., Cizkova, H., Bina, C., Sokos, E., Jansky, J., Tavera, H. and Carvalho, J. 2017. A recent deep earthquake doublet in light of long-term evolution of Nazca subduction. *Scientific Reports*, doi: 10.1038/srep45153.