

Representando gráficamente las profundidades de los sismos obtenidos con la relocalización, podemos observar que tanto el modelo usado por INETER como el de Segura-Tenorio ubican los sismos en capas muy someras (por debajo de los 9km), mientras los otros dos modelos en comparación los sitúan a mayor profundidad (por encima de los 12km).

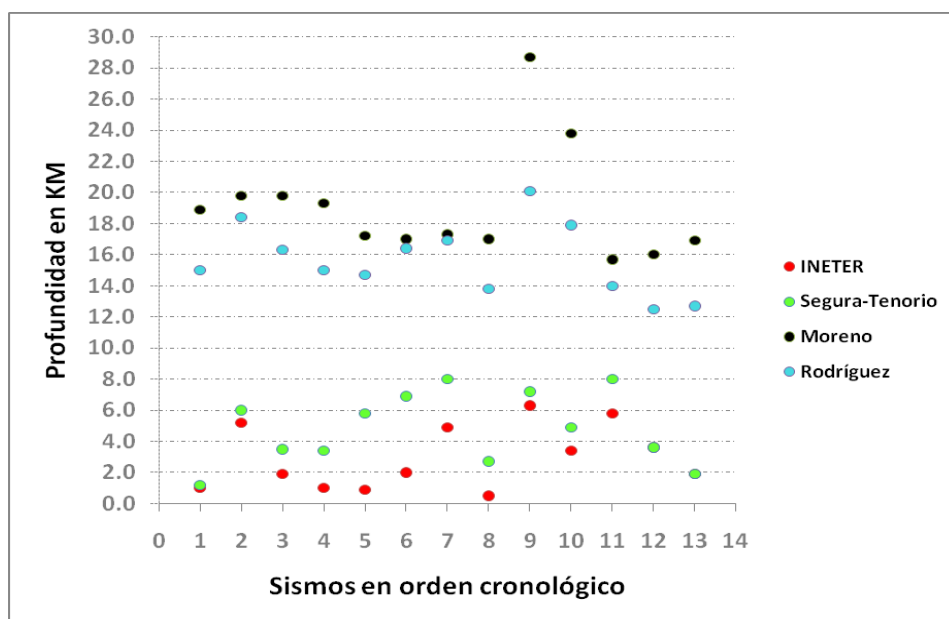


Figura 3: Profundidades obtenidas con los distintos modelos de velocidades.

Sin embargo las relocalizaciones con estos cuatro modelos no generan una variante significativa para desestimar o aprobar de manera contundente alguno de ellos.

3.3 Resultados del proceso de inversión de ondas del terremoto del día 10-06-2016 a las 03:25:21 UTC en Puerto Morazán, Chinandega, Nicaragua.

Ana Rodríguez (Sistema de Información Geográfica)

O'Leary González (CENAIIS)

Leonardo Álvarez (Dirección de Sismología)

Introducción

El Tensor de Momento Sísmico (TMS) es la mejor forma de representar la fuente de un terremoto, ya que contiene información del tamaño del sismo, así como de los parámetros geométricos de la falla sismo-generadora, lo que tiene gran relevancia a la hora de estudiar la sismicidad de una determinada región y sus implicaciones sismotectónicas.

El TMS puede descomponerse utilizando el análisis de los autovalores y una base ortogonal de autovectores. Este proceso nos permite identificar o caracterizar la fuente sísmica que físicamente representa el tensor de momento sísmico obtenido. Dicho esto implementamos el método de inversión de ondas sísmicas para identificar la fuente que originó el terremoto del 10 de Junio de 2016.

Dentro de las limitaciones encontradas para realizar este trabajo, está el uso de un modelo de velocidades sísmicas apropiado para nuestro régimen tectónico de forma rutinaria, ya que el actual no es el adecuado para la región lo que pudiera implicar errores en la determinación de los parámetros que describen físicamente los terremotos.

Localización del Área de Estudio.

El evento ocurrió el día 10 de junio del 2016 a las 03:39:29 UTC, el cual tuvo una magnitud M_w de 6.0 se localizó en Puerto Morazán, municipio de Chinandega, Nicaragua, con coordenadas: latitud 12.870°, longitud -87.108°, según datos de la red sísmica del INETER. El área de estudio donde está ubicado el evento es en el Municipio de Santa Rita de Tonalá (Fig. 1) que se ubica en el departamento de Chinandega, a 150 kilómetros de la ciudad capital Managua.



Fig. 1. Localización del área del evento y las estaciones de banda ancha utilizadas

Procesamiento de datos sísmicos

Se realizó un análisis de las señales registradas por equipos de banda ancha de Nicaragua, Honduras, El Salvador y Costa Rica. A partir del mismo se seleccionaron los registros de las estaciones: NUBE, CHIE, TGUH, ACON, VMAR, ORTG. (Las estaciones de banda ancha de la red sísmica de Nicaragua ESPN Y BOAB presentaron problemas instrumentales y por esta razón no se utilizaron en la inversión).

Se realizó el procesamiento de la señal con los siguientes programas: SEISAN (Havskov and Otemoller, 1999), ISOLA (Sokos y Zahradnik, 2008, 2013). De éstos, el ISOLA es el básico, ya que es el que calcula el TMS, mientras que los otros son auxiliares y se emplean en la preparación de los datos.

Se preparan los archivos de polos y ceros de las estaciones de banda ancha a utilizar en el proceso y se importan al ISOLA los sismogramas en formato SAC.

La selección de las señales a utilizar se realizó en base al factor señal/ruido (Dreger, 2002) y a la presencia de las frecuencias deseadas. En la Fig. 2 se muestra uno de los gráficos utilizados en la evaluación de la razón señal/ruido.

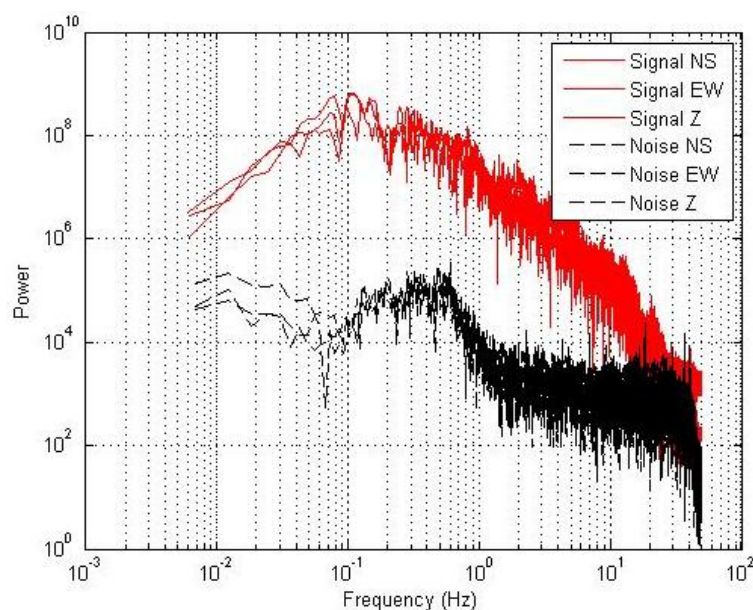


Fig. 2. En esta gráfica se muestra la relación señal/ruido de la estación NUBE ubicada en San Salvador según la magnitud del evento el rango de frecuencia es de 0.01-0.04Hz.

Previo al procesamiento, se eliminaron aquellas señales con alteraciones instrumentales como las detectadas por Zahradnik y Plešinger (2005, 2010); y Vackar et al. (2015), que no deben ser utilizadas en ese estado en un proceso de inversión.

Se define el modelo de corteza. En este trabajo utilizamos el modelo ya empleado, con buenos resultados, en los estudios de la serie de terremotos de del Sauce 2015 (González et al., 2015).

Se definen los parámetros de búsqueda de la fuente sísmica y después se pasa a calcular las funciones de Green.

Se invierte el TMS y se obtienen los sismogramas sintéticos, los que se superponen a los reales. Entonces, por inspección visual se acepta o no la solución, y en caso negativo se varían los parámetros de búsqueda, o se eliminan estaciones o componentes.

Finalmente se obtienen las componentes del tensor de momento, los porcentajes de la descomposición del TMS en isotrópico, doble par de fuerzas y dipolo vectorial lineal compensado, así como gráficos de la incertidumbre de los diferentes parámetros obtenidos para la solución de doble par de fuerzas. El procedimiento de inversión busca además una solución para la localización de la fuente, denominada centroide, considerada como el punto donde se localiza el modelo fuente descrito por el tensor momento sísmico.

Resultados

El tensor de momento sísmico describe con buena precisión no sólo la energía liberada por el terremoto, sino que además, permite saber cómo fue el movimiento que se produjo en el foco, y tener una idea de si este se corresponde con un movimiento tectónico, una explosión, implosión o está asociado a procesos volcánicos.

Las posiciones del centroide y su tiempo de ocurrencia fueron determinados, a partir del hipocentro, por una búsqueda en malla de puntos, durante la cual, primero se realiza la búsqueda en profundidad debajo del epicentro con un paso de 1 km y alrededor del tiempo de origen en intervalos de 3 seg con un paso de 0.1 s. Una segunda búsqueda se realiza en un plano horizontal, a la profundidad determinada por el primer procedimiento, a un paso de 3 km en un área 24 km x 24 km alrededor del hipocentro. Los resultados escogidos estar caracterizados por altos valores de reducción de la varianza (VR) y del porcentaje de doble par de fuerzas (DC), así como un bajo valor del número de condición (CN) que indica la resolutivez del tensor del momento (Krizova et al., 2013)(ver Fig. 3). La profundidad del evento y en particular la del centroide se localiza en 5 km. La energía liberada por este evento fue 5.9 Mw.

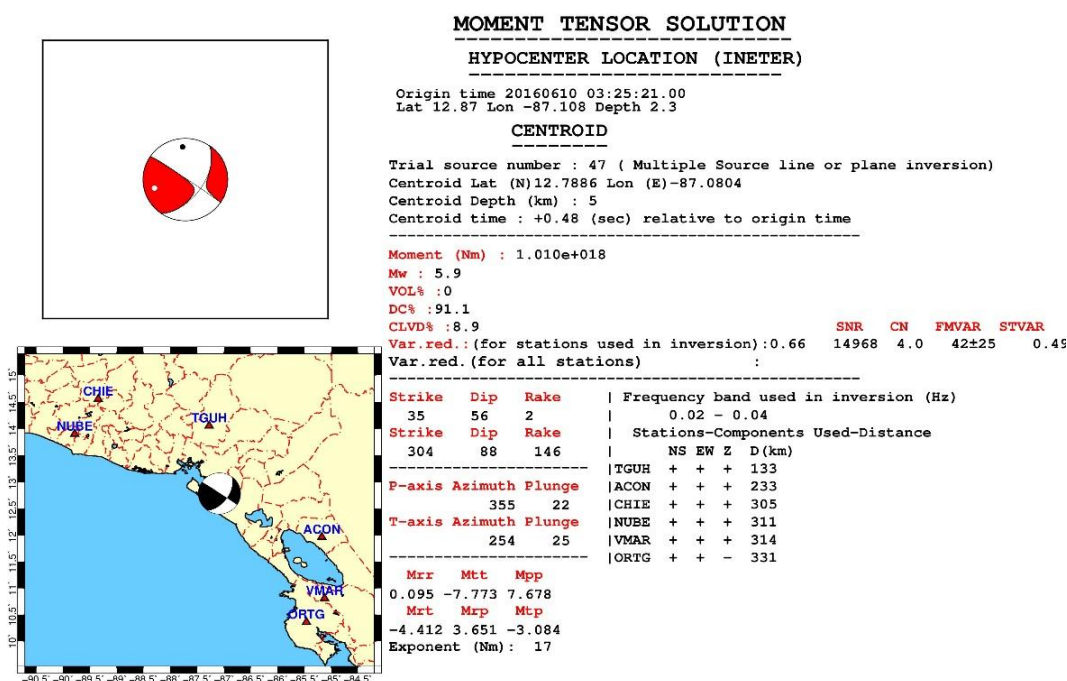


Fig. 3. Solución del tensor de momento del evento del día 10 de junio del 2016 a las 03:39:29 UTC.

La composición del mecanismo con un 91.1. % de doble par de fuerzas indica que este terremoto es de origen tectónico (una falla) y no guarda relación alguna con explosiones, implosiones o fenómenos volcánicos (ver Fig. 4).

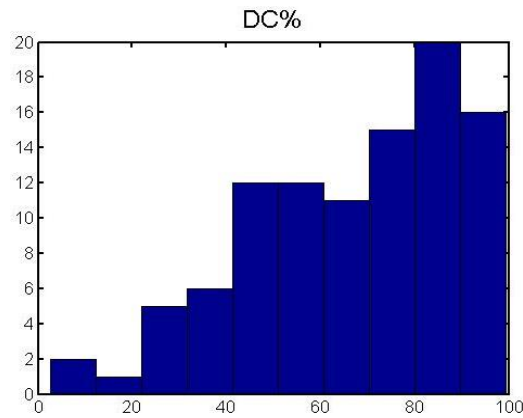


Fig. 4. Porcentaje de doble par de fuerzas. El valor de 91.1 %, indica que el proceso es de tipo tectónico.

Se presentan las gráficas del ajuste entre los sismogramas sintéticos y los reales para todas estaciones locales y regionales utilizadas para este evento (ver Fig. 5). El ajuste de los sismogramas sintéticos con los reales es bueno. En la Fig. 6 se representa la solución sobre un mapa.

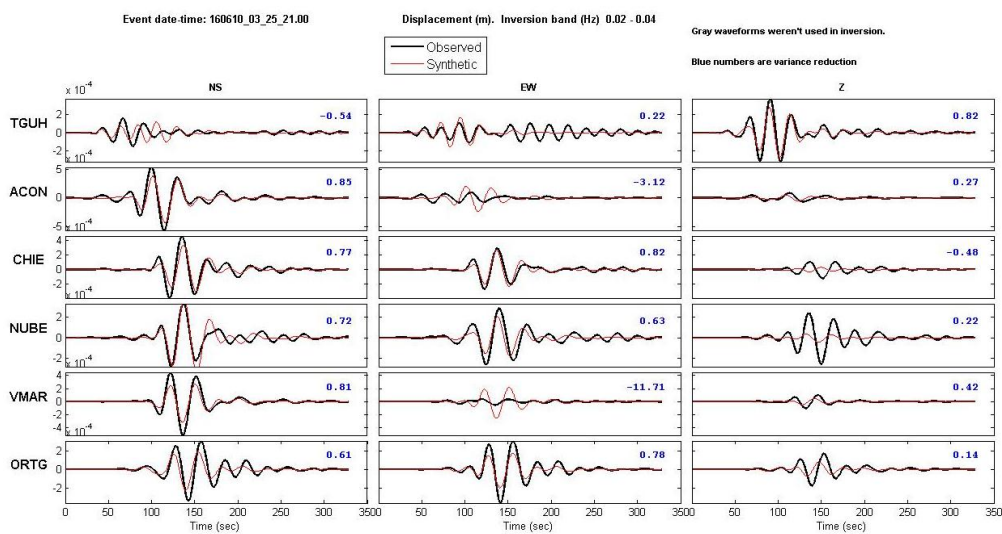


Fig. 5. Ajuste de sismograma sintético con los reales donde se observa un buen ajuste entre lo observado y lo sintético de los sismogramas de las estaciones.

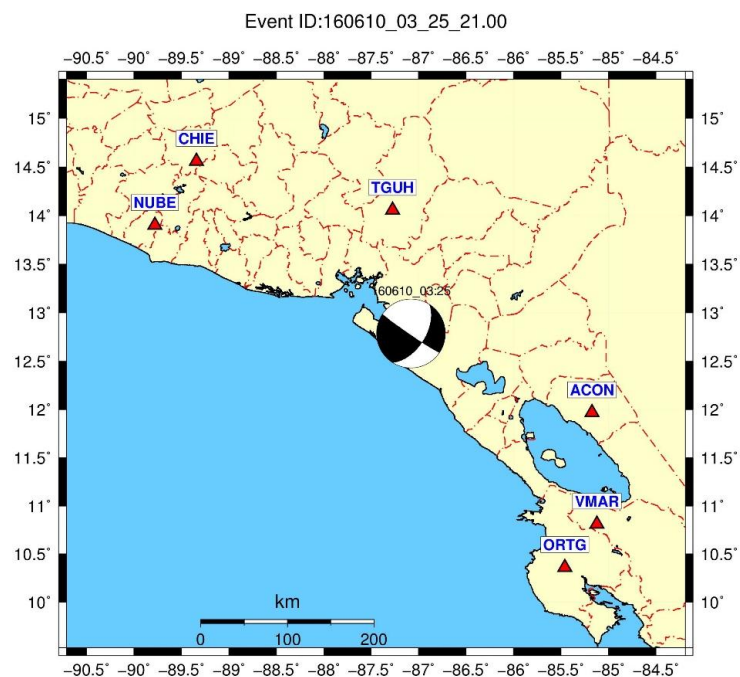


Fig. 6: Mapa de la solución mecanismo focal del evento.

El ángulo de Kagan, definido como la menor rotación entre 2 base ortogonales que describen diferentes modelos de doble par de fuerzas (Zahradnik y Custodio, 2012), se encuentra entre los valores permitidos para clasificar como buena una solución (Fig. 7).

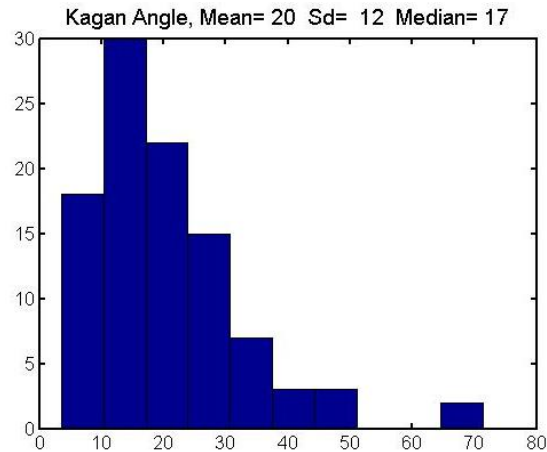


Fig. 7. Variación del ángulo de Kagan que establece las diferencias entre dos posibles soluciones a partir de un margen de error. Su valor promedio es de 20 grados, lo que indica estabilidad en la solución obtenida.

Se obtuvo un ángulo de deslizamiento (“rake” en inglés) con valor de 2° y 146° grados en los respectivos planos, el cual es coherente con un mecanismo focal tipo de corrimiento por el rumbo (nos muestra los posibles valores de azimut del plano de falla. El ángulo de buzamiento (“dip” en inglés) presenta valores de 56° y 88° grados respectivamente. El azimut (“strike” en inglés) toma los valores de 35° y 304° grados respectivamente; el primero de ellos indica la orientación del plano de falla NE-SW del plano de falla.

Se realizó un análisis de la solución de doble par de fuerzas, variando los valores del azimut, buzamiento y deslizamiento (ver Fig. 8 -10). La mayor parte de las soluciones se concentran alrededor de los valores de la solución hallada (ver Fig.3).

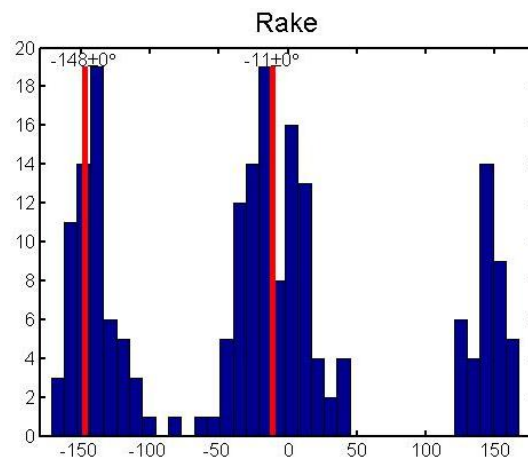


Fig. 8. Variación del ángulo de deslizamiento (rake) en el proceso de análisis de estabilidad de la solución.

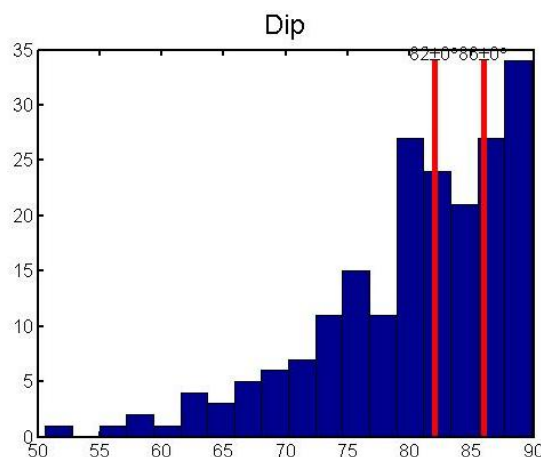


Fig. 9. Variación del ángulo de buzamiento del plano de falla en el proceso de análisis de estabilidad de la solución.

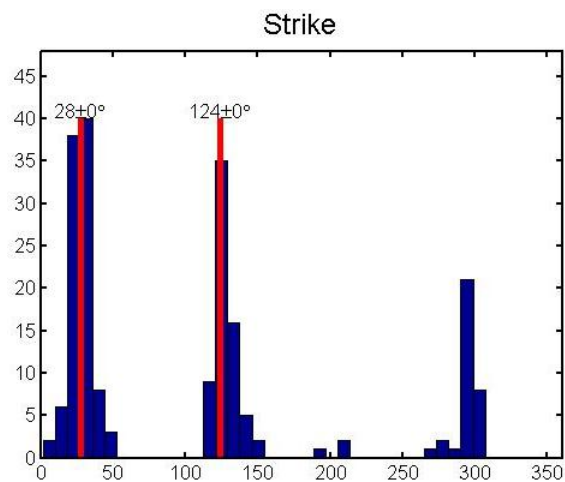


Fig. 10. Variación del azimut de los planos nodales en el proceso de análisis de estabilidad de la solución.

Se obtuvo el gráfico de la variación de los posibles planos de falla a partir de la incertidumbre calculada para azimut, buzamiento y deslizamiento según se ve en las Fig. 8-10, donde se observa un buen ajuste alrededor de la solución seleccionada (Ver Fig. 11).

Un método de determinar la estabilidad de los resultados obtenidos consiste repetir consecutivamente la inversión de las formas de onda eliminando cada vez los datos de una estación o de una componente, y se denomina “jackknifing” (Sokos y Zahradník, 2013). La aplicación en nuestro caso refleja una buena estabilidad de la solución (Fig. 12).

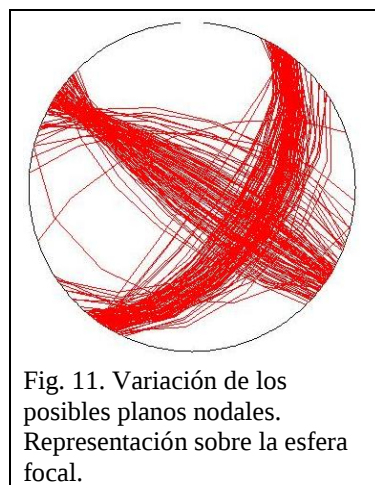


Fig. 11. Variación de los posibles planos nodales. Representación sobre la esfera focal.

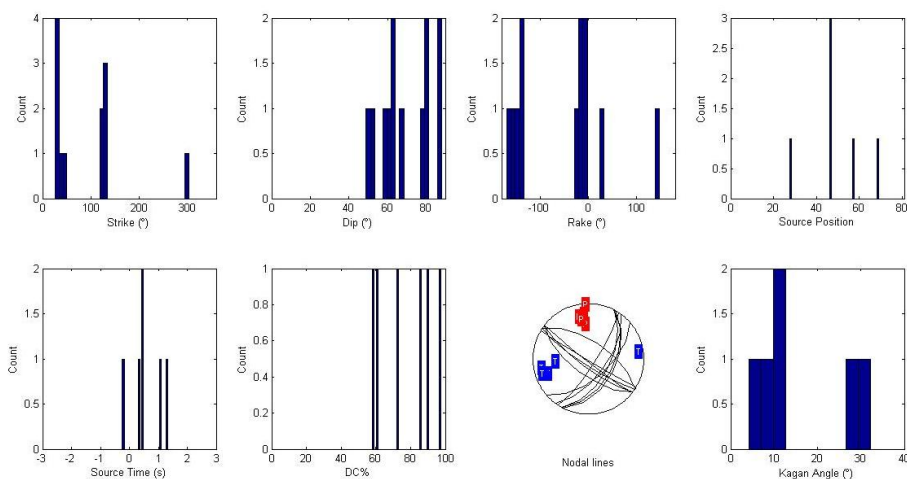


Fig. 12. Resultados de la aplicación del método “jackknifing”. Se muestra la incertidumbre de los ángulos de la fuente, de la posición de la fuente, de los planos nodales y del ángulo-K con respecto a la solución con todas las estaciones.

El método “C-H Plot” fue utilizado para la identificación de los planos de falla. Se basa en la representación 3D de los planos, con centro en el centroide, donde se superpone la posición del hipocentro. El plano de falla será aquel en el que el hipocentro esté más cerca. La localización basada en los tiempos de recorrido, proporciona la posición del hipocentro (H), esto es el lugar en que se inició la propagación de la ruptura. La solución CMT de formas de onda de largo período provee el centroide (C), que es la aproximación de fuente puntual de la región del deslizamiento dominante en la falla. En nuestro estudio el método de H-C Plot nos dio como resultado que la distancia del hipocentro hasta el plano nodal 1 es de 4.41 km y su distancia hasta el plano nodal 2 es de 7.80 km, mientras que la distancia entre el centroide y el epicentro es de 9.40 km. Por lo tanto el plano de falla, con dirección NE-SW es donde se observa la posición del hipocentro (ver la Fig. 13).

Discusión

Pocas horas después de ocurrir el terremoto comenzaron a aparecer soluciones preliminares del tensor de momento sísmico, determinadas por diversas agencias, que reflejaban una componente de dipolo vectorial lineal compensado de alrededor del 50 %. Eso indicaba que el evento tenía un carácter no tectónico, y más bien se debía asociar a actividad volcánica. Sin embargo, la ubicación geográfica del epicentro, alejado de los volcanes activos, hacía cuestionable esos resultados.

Por eso se decidió realizar el presente trabajo, que partió de una exhaustiva búsqueda de registros de calidad que permitieran aplicar métodos de determinación del tensor de momento para estaciones no alejadas. La selección del programa ISOLA no solo fue debida a que internacionalmente se ha probado su aplicabilidad en entornos similares, sino que permite realizar diversas pruebas de estabilidad y confiabilidad. Su aplicación arroja un resultado de la componente de dipolo vectorial lineal compensado de menos de un 10%, lo que es más apropiado para el entorno en que se ubica el hipocentro. En la Fig. 14 se presentan las soluciones del Harvard quickCMT (Harvard, 2016), el GEOFON Program (GFZ, 2016) y las obtenidas en este trabajo.

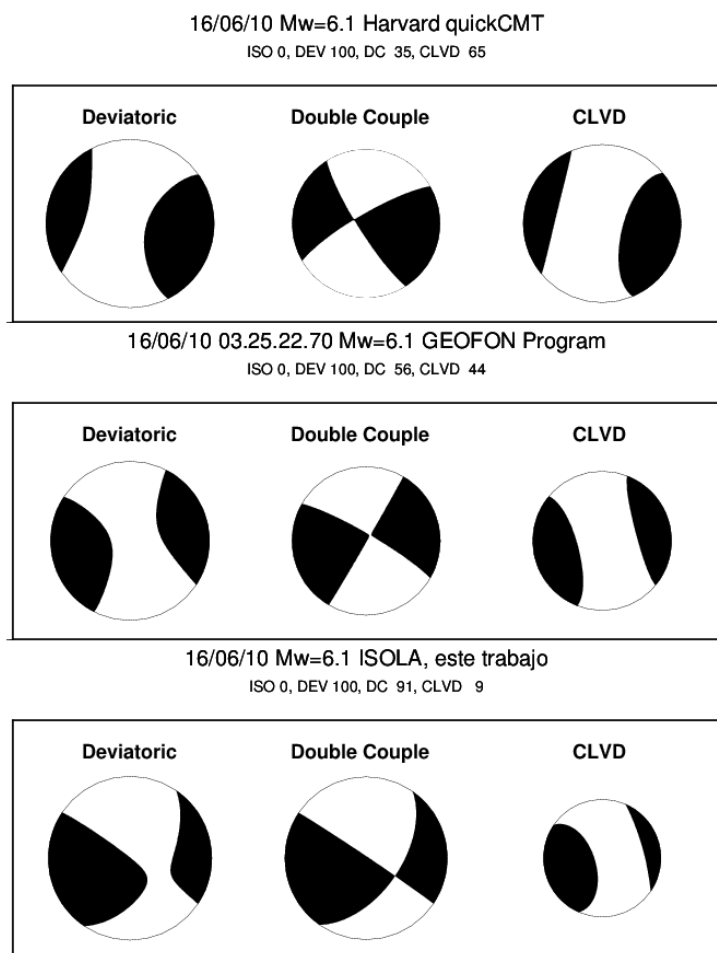
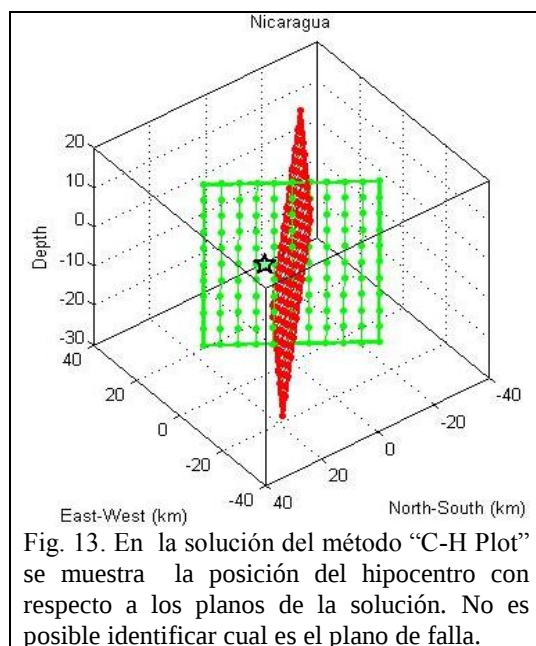


Fig. 14. Comparación entre las soluciones encontradas por Harvard (quickCMT), GEOFON program y en este trabajo. CLVD es “dipolo vectorial lineal compensado”.

Por otra parte, la solución de doble par de fuerzas, identificada como un corrimiento por el rumbo izquierdo en una dirección NE-SO es congruente con el modelo planteado por La Femina et al. (2002) para la cadena volcánica de Nicaragua caracterizado por un movimiento hacia el oeste por el borde sur de la cadena y hacia el este por el borde norte, lo que provoca la ocurrencia de desplazamientos de corrimiento por el rumbo de dirección NE-SO en diversas fallas de dimensiones no muy grandes. A lo largo de esas fallas pueden ocurrir terremotos de magnitud máxima entre 6 y 6.5. Ejemplo de ellos pueden ser el terremoto de Managua de 1972, el de la isla de Ometepe de 2005, el del volcán Momotombito de 2014, y el que nos ocupa en este trabajo.



Conclusiones

En este trabajo se realizó la inversión de las formas de ondas de las estaciones de banda ancha del evento del día 10 de Junio del 2016 a las 03:39:29 usando para el procesamiento el programa ISOLA

Durante la inversión, se utilizó el modelo de velocidades de Costa Rica que es el modelo más adecuado para esta zona de Nicaragua, según se ha demostrado en estudios anteriores.

Se determinó la localización del centroide, así como el correspondiente tensor del momento sísmico.

El ajuste indica una componente del 91.1% como doble par de fuerzas, lo que indica un evento tectónico tectónica y no asociado a procesos volcánicos, a diferencia de otros estimados (Harvard, Geofon, NEIS) que muestran solo alrededor de un 50% de doble par.

La solución de doble par corresponde a un movimiento de corrimiento por el rumbo en direcciones NE-SW.

Se determinaron los errores asociados a los parámetros de la solución de doble par a sí como pruebas de estabilidad y calidad de la solución. Los resultados dados por el programa son satisfactorios y los niveles de incertidumbre son aceptables.

Bibliografía

Dreger D. S. (2002). Time-Domain Moment Tensor INVerse Code (TDMT_INV) Version 1.1, Berkeley Seismological Laboratory, pp. 18.

GFZ (2016): Helmholtz-Zentrum Potsdam - Deutsches GEOFON Program. GEOFON Moment Tensor Solutions. <http://geofon.gfz-potsdam.de/eqinfo/list.php?mode=mt>

González al te : (2015) Informe de La serie de terremotos del Sauce-León Nicaragua de septiembre – octubre de 2015 pp 1-37 financiando con fondos propio del INETER

Harvard (2016): Global Centroid Moment Tensor Project database. <http://www.globalcmt.org/CMTfiles.html>

Havskov and Ottemoller, SeisAn Earthquake analysis software, Seis. Res. Lett., 70, 1999. http://www.seismosoc.org/publications/SRL/SRL_70/srl_70-5_es.html

Krizova, D., Zahradnik, J., y Kiratzi, A. (2013). Resolvability of isotropic component in regional seismic moment tensor inversion. Bull. Seism. Soc. Am., 103, 2460–2473.

La Femina, P.C., Dixon, T.H., Strauch, W., 2002. Bookshelf faulting in Nicaragua. Geology 30 (8), 751-754.

Sokos, E. N., and J. Zahradnik. (2008). ISOLA a FORTRAN code and a Matlab GUI to perform multiple point source inversion of seismic data. Computers and Geosciences, 34, 967-977.

Sokos, E. N., and J. Zahradnik. (2013). Evaluating centroid-moment-tensor uncertainty in the new version of ISOLA software. Seismol. Res. Lett. 84. 656-665.

Vackař J., J. Burjanek, and J. Zahradnik. (2015). Automated detection of disturbances in seismic records; MouseTrap code. Seism. Res. Letters (in press).

3.4 Serie sísmica de Puerto Morazán, Junio de 2016, Nicaragua.

Fabio Segura, Leonardo Álvarez (Dirección de Sismología)

Resumen

Se presenta un análisis sismotectónico de la serie sísmica ocurrida en el parte occidental de Nicaragua, en el sector inter volcánico Cosigüina- San Cristóbal caracterizado por estructuras más antiguas que el arco volcánico cuaternario actual. La serie se tipifica como evento principal-réplicas. La sismicidad se dispuso en una nube epicentral elíptica alargada cuyo eje mayor tiene tendencia NE. Aparentemente, según la relación Gutenberg-Richter la génesis de la serie se asocia predominantemente a procesos tectónicos. El régimen de esfuerzo previo a la serie era consistente con fallamiento inverso, luego varió a rumbo; hubo una rotación de los esfuerzos en sentido horario de 11.6°.

Antecedentes

El escenario previo de la serie sísmica de junio de 2016 es el sector de la parte occidental de Nicaragua localizado dentro del Graben de Nicaragua, sobre la alineación de edificios volcánicos del frente de arco entre los volcanes Cosigüina y Complejo volcánico San Cristóbal. Algunos datos sobre la sismicidad se inician con el mapa epicentral de la figura 1.