4. Eventos Especiales 4.1 Sismicidad de la zona de ocurrencia de los terremotos

Leonardo Álvarez, Fabio Segura (Dirección de Sismología).

Introducción

El 14 de Septiembre de 2016, en los últimos minutos del día, ocurrió un sismo de Mw 5.9 que se sintió en todo el país. El epicentro se localizó a profundidad somera (del orden de 10 km?) en la falda Este del volcán El Hoyo, uno de los volcanes del complejo volcánico Cerro Negro-El Hoyo. En las primeras 124 horas, se localizaron 260 réplicas (siendo mayor el número real dado que solo se leyó el sismo más grande en cada registro).

Desde el punto de vista geológico, este sector presenta complejidad, ya que señala una de las discontinuidades en el arco volcánico. La sismicidad de fondo es alta (Fig. 1), con límite superior de magnitud de 3.0.



Figura 1. Sismicidad de fondo en el área entre el volcán El Hoyo y la Caldera Monte Galán, expresión Oeste del volcán Momotombo. La tasa sísmica se construyó mediante un proceso de acumulación de sismos. La forma irregular de la curva refleja la liberación repentina de esfuerzos de deformación después de períodos de actividad de fondo de producción baja de sismos y con magnitud por debajo de 3.0.

La localización espacial de estos sismos en la Fig. 2.



Figura 2. Localización espacial de sismos ocurridos desde 1992 hasta el año 2016, antes de la ocurrencia de la crisis de Septiembre de 2016 en el mismo sector con un evento de magnitud máxima de 5.9.

En ocasión de la actividad sísmica localizada en el volcán Cerro Negro, acompañada de actividad eruptiva, se indujo actividad tanto hacia el Este como al Oeste de Cerro Negro. Se recuerdan algunos daños menores en construcciones de baja calidad (Fig. 3).



Figura 3. Daños a construcción de baja calidad en el poblado de Miralagos, a la entrada de Puerto Momotombo. Obsérvese la combinación madera-ladrillo para la construcción de las paredes y su articulación al marco de la puerta. La actividad sísmica y volcánica en el volcán Cerro Negro, en 1999, disparó sismicidad hacia el oeste en el volcán Rota y hacia el este en el sector El Hoyo - Momotombo. Un sismo arriba de 4.0 de magnitud produjo daños en el caserío de Miralagos.

El terremoto de magnitud Mw 5.9 de 14 de noviembre de 2016 fue sentido en una amplia zona de Nicaragua incluyendo Managua. A continuación de este evento comenzó a reportarse una alta actividad sísmica, cuyo análisis hasta el 30 de noviembre del propio año es el objetivo de este trabajo. El mapa de epicentros de esta serie confeccionado con los datos del boletín del INETER se muestra en la figura 4.



Fig. 4. Mapa de epicentros de los terremotos de la serie sobre un modelo digital del terreno con definición de 30 m.

Análisis de la serie temporal

Primeramente corresponde realizar una análisis del umbral de magnitud a partir del cual el registro de eventos puede considerarse completo, cuestión que es característica para cada zona en función del grado de cobertura que brinde la red de estaciones sismológicas. En la figura 5 se muestra un histograma del número de eventos registrados en intervalos de magnitud de ancho 0.1.



Fig. 5. Histograma del número de eventos en intervalos de magnitud de ancho 0.1

De esta figura se ve, que los terremotos con magnitudes por debajo de 2 son registrados con dificultad y no puede ser considerado completo el catálogo baja esa magnitud. Otra forma de analizar este problema es calculando el número acumulativo de eventos (magnitudes mayores o iguales a un valor dado), el cual, en la parte completa del catálogo, se aproxima por una línea recta en escala logarítmica. En la figura 6 se presenta tal tipo de gráfico.



Fig. 6. La relación magnitud – frecuencia para la muestra de datos muestra un valor bajo de b, indicio de alta acumulación de esfuerzos; un umbral de detección de sismos del orden de 2.0.

Ya en lo que concierne al comportamiento temporal se pueden realizar dos tipos de análisis, uno correspondiente a la energía liberada y otro correspondiente al número de eventos. La base para el cálculo de la energía liberada la constituyen las magnitudes de los eventos. En la fig. 7 se presenta la serie temporal de magnitudes de todos los eventos, mientras que en la figura 8 se presenta la energía diaria calculada sumando la correspondiente a cada evento por la fórmula. De ambas figura se observa cierta ciclicidad en la ocurrencia de máximos relativos cada 15 días aproximadamente. Por otra parte el comportamiento temporal del número de terremotos se presenta en forma de histograma en la figura 9



Fig. 7. Magnitudes de los eventos registrados. Cuando los eventos coinciden en fecha y con tiempos cercanos se superponen en el gráfico y predominan las línesa correspondientes a los de mayor magnitud.



liberación de energía distributiva

Fig. 8. Energía liberada por día. Se suman las energías correspondienes a cada terremoto y se calcula ala magnitud equivalente de un terremoto que la hubiese liberado



Fig. 9. Histograma del número diario de eventos desde el inicio de la serie hasta el 30 de noviembre. Se nota un fuerte máximo relativo el día 28 de septiembre en que ocurrió el segundo terremoto mas fuerte de la serie (Mw = 5.4)

Se probó el ajuste de la serie con modelos diferentes de la tasa de caída del número de eventos usando los programas desarrollados por Utsu y Ogata (1997). Dichos modelos están descritos en (Ogata, 1983; Utsu,). El mejor ajuste se determina por el criterio de información de Akaike (AIC) que requiere que la serie temporal cumpla con la ley de Gutenberg Richter (Akaike, 1974) por lo que solo se consideraron terremotos con M \geq 2. Mientras menor sea el valor de AIC, mejor es el ajuste. Considerando la ocurrencia como una sola secuencia de terremoto se analizaron 6 posibles formulaciones del número de terremotos en función del tiempor (exponencial, Omori, Omori modificado, Weibull, Otsuka y Otsuka con A4=1). Aunque los valores de AIC no muestran diferencias apreciables, se obtuvo el mejor ajuste con el modelo de Otsuka (figura 10), que responde a la fórmula:

 $n(t) = A1 + A2 \exp(-A5 t)/(t + A3)^{A4}$

el valor de AIC correspondiente es -1311.28 y los valores de los coeficientes son (A1=0.079, A2=54.68, A3=0.033, A4=0.44, A5=0.08).



Modelo de Otsuka

Fig. 10. Ajuste del número observado de terremotos al modelo de Otsuka, considerando una sola secuencia.

En la figura 9 se ve como al ocurrir el terremoto del 28 de septiembre parece comenzar una nueva secuencia, por lo que se añadió al análisis el caso de la fórmula de Omori modificada incluyendo una segunda secuencia (figura 11), el cual responde a la fórmula

$$\begin{array}{ll} n(t) = A1 + A2/(t+A3)^{A4}, & t < T2 \\ n(t) = A1 + A2/(t+A3)^{A4} + A5/(t-T2+A6)^{A7}, & t \geq T2 \end{array}$$

donde la primera secuencia empieza en t=0 y T2 es el tiempo de ocurrencia del terremoto que marca el inicio de la segunda secuencia. En este caso se obtuvo el valor AIC=-1429.66, bastante inferior al ajuste por una sola secuencia, lo que nos inclina hacia el criterio de que se debe considerar el proceso como formado por dos secuencias. Los valores de los parámetros obtenidos son (A1=0., A2= 987.44, A3=2.9, A4=2.04, A5=49.43, A6=0.73, A7=2.9).



Fig. 11. Ajuste del número observado de terremotos al modelo modificado de Omori para 2 secuencias

El análisis del comportamiento espacio-temporal se realizó a partir de dos perfiles con centro en las coordenadas (12.45°, -86.65°). Uno de ellos tiene una dirección de N30°E (figura 12) y otro de dirección W30°S (figura 13). El primero corresponde a la dirección que se supone tenga la estructura principal que generó el terremoto del 14 de noviembre y el segundo es perpendicular al primero. En los perfiles se muestra por el eje X la proyección de los epicentros sobre el eje del perfil en forma de barras horizontales de ancho igual a 4 veces la longitud de falla que se obtiene a través de la fórmmula (Wells y Coppersmith, 1994)

L=0.00060*exp{1.58878*M}

donde L es la longitud la ruptura. En la figura 11 se observa como la ocurencia de réplicas des terremoto principal se ubica preferentemente hacia el suroeste y al ocurrir el terremoto del dia 28 se acerca ligeramente al epicentro del terremoto principal. Por otra parte, en la figura 12 se observa que el evento del día 28 está asociado a un incremento de la actividad a todo lo largo de la línea de dirección W30°S, lo que descarta completamente la posibilidad de cierta independencia entre los mismos, y afirma que se está en presencia de un proceso formado por dos secuencias.



El Hoyo, 14/9/16 – 24/11/16. Centro: –86.64 12.46, ángulo: 60.0, ancho: 10.0 km

La dimensión de las barras horizontales es aproximadamente igual a la longitud de ruptura calculada por la fórmula de Coopersmith y Wells de 1985 para terremotos de cualquier tipo de zona, sin diferenciación por normal, inversa o rumbo: L(M)=0.00060 exp(1.58878 M), multiplicada por el factor de escala 4.00





serie de terremotos 14/9/16 – 30/11/16. Centro: –86.65 12.45, ángulo: –30.0, ancho: 10.0 km La dimensión de las barras horizontales es aproximadamente igual a la longitud de ruptura calculada por la fórmula de Coopersmith y Wells de 1985 para terremotos de cualquier tipo de zona, sin diferenciación por normal, inversa o rumbo: L(M)=0.00060·exp(1.58878·M), multiplicada por el factor de escala 4.00

Fig. 13. Perfil en la dirección E30°S.

Mecanismos focales

De la muestra analizada por lo menos se pudo elaborar 32 mecanismos de ruptura, figura 14, empleando las polaridades de los primeros arribos de la onda P, esto ha sido posible a que el área epicentral tiene excelente cobertura acimutal por la red sísmica local.



Fig. 14. El gráfico detalla los epicentros de los sismos a los que se les elaboró mecanismo focal. La parte en color rojo representa las zonas de compresión y las partes en color amarillo representan las zonas de dilatación.

En la figura se aprecia una variedad de rupturas con por lo menos: 5 inversas; 6 normales; 12 de rumbo; 9 con fallamiento inclinado. Por otra parte, el tensor de esfuerzo local sugiere esfuerzos máximos compresivos E-O y esfuerzos mínimos compresivos NS, favoreciendo un régimen de fallamiento de rumbo.

<u>Referencias</u>

- Utsu, T., Ogata, Y. (1997). Computer Program Package: Statistical Analysis of Seismicity (SASeis), *IASPEI Software Library* for Personal Computers, Vol.6, the International Association of Seismology and Physics of Earth's Interior, in collaboration with the American Seismological Society, pp.1-222.
- Ogata, Y. (1983). Estimation of the parameters in the modified Omori formula for aftershock frequencies by the maximum likelihood procedure, *Journal of Physics of the Earth*, Vol.31, pp.115-124.
- Utsu, T. (2002a). Statistical features of seismicity. En International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology, Ed. W.H. Lee et al., Academic Press, Parte A, Cap. 43, pp. 719-732.
- Wells D.L.; Coppersmith, K.J. (1994): Relationships among Magnitude, Rupture Length, upture Width, Rupture Area, and Surface Displacement. Bull. Seism. Soc. Amer., Vol. 84, No. 4, pp. 974-1002.