

El Sismo de Cinchona del 8 de Enero del 2009.



Elaborado por Javier Fco. Pacheco y Juan Segura, con aportes de Carlos Montero, Eliécer Duarte, Rodrigo del Potro, Walter Jiménez y Ronnie Quintero.

Observatorio Sismológico y Vulcanológico de Costa Rica, Universidad Nacional, Heredia,
Costa Rica

Febrero 2009

El Sismo de Cinchona del 8 de Enero del 2009.

Actividad precursora.

El pasado 7 de Enero de 2009, a las 10:00 am se registró un sismo de magnitud 4.5 grados en la escala de Richter, a 4 kilómetros al Nor-Noreste de Fraijanes de Sabanilla de Alajuela. Este sismo superficial, a tan solo 6.5 km de profundidad fue sentido en todo el Valle Central, sin causar mayor daño. El sismo se puede atribuir a un rompimiento de una de las fallas que compone el sistema de fallas Vara Blanca-Angel. Este es un sistema de fallas que se localizan en el flanco este del volcán Poás y tiene un rumbo del Sureste a Noroeste. En las 3 horas siguientes al sismo, se registraron 16 réplicas con magnitudes menores a 3, cuya localización se muestra en la Figura 1. En las siguientes 24 horas no se registraron más sismos en la región.

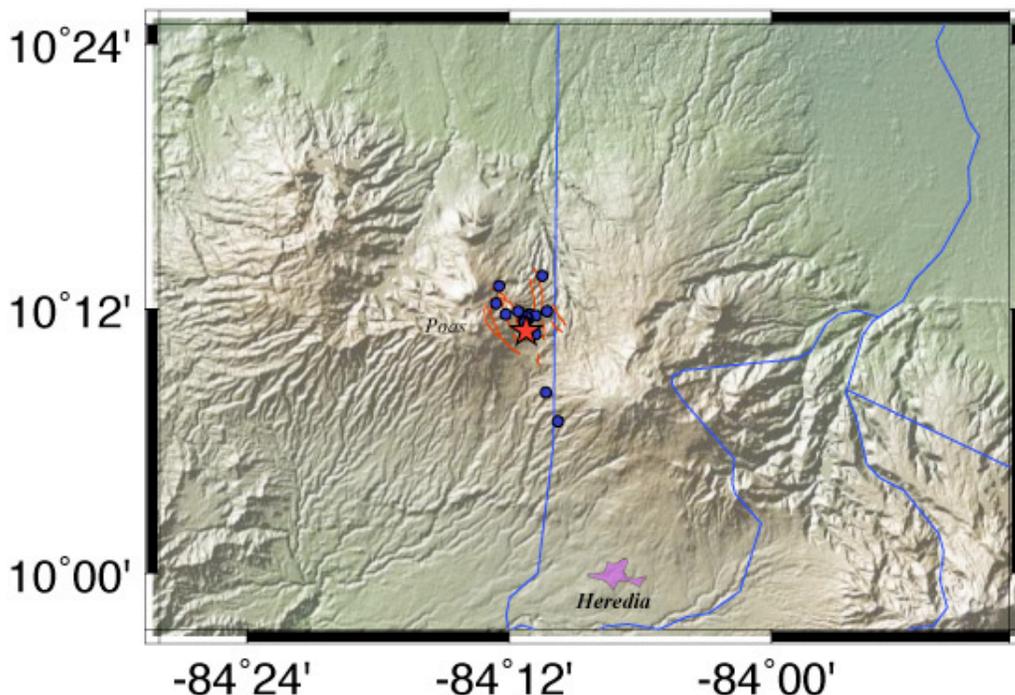


Figura 1. Se muestra la región del epicentro del sismo del 7 de Enero del 2009 (estrella) y algunas de sus réplicas (puntos azules). Se presentan algunas de las fallas del sistema de fallas Vara Blanca-Angel (líneas rojas) y el cráter del Volcán Poás.

El sismo principal y sus consecuencias.

El día 8 de Enero del 2009, a las 3:21 de la tarde, ocurrió un terremoto superficial (a 7.1 km de profundidad) de magnitud 6.2, localizado a 4 kilómetros al Suroeste de Cinchona de Poás, provincia de Alajuela. Este sismo ocurre a 1 km al Sureste del evento del 7 de Enero y después de 24 horas de quietud sísmica en la zona. El sismo del 7 de Enero se

considera un precursor, por ser de menor magnitud y localizarse muy cercano al evento principal. Ambos sismos tienen el mismo origen; por fallamiento tectónico local en una falla de corrimiento de rumbo lateral derecho con orientación Noroeste-Sureste. Este tipo de mecanismo descarta cualquier asociación con el volcán Poás, a pesar de su cercanía. Sin embargo, debido a las altas aceleraciones que experimentó el suelo, se produjeron afectaciones superficiales en la geomorfología del cráter del volcán Poás, principalmente derrumbes en las paredes del cráter. El 12 de Enero, 6 días después del terremoto se reportó una erupción freática en el volcán Poás. Desgraciadamente, debido a la lluvia y el difícil acceso al volcán, no se pudo corroborar la ocurrencia de otras erupciones similares. Sin embargo este tipo de actividad volcánica se había documentado durante el año de 2008 y durante el mismo mes de Enero del 2009, previo al terremoto.

Los daños reportados en los medios de información, asociados a este terremoto, son considerables; 23 personas fallecidas, 7 desaparecidas, cerca de 128000 personas afectadas directa o indirectamente por el terremoto, 4500 personas desplazadas de sus hogares, cerca de 400 casas destruidas, 23 centros educativos con daños considerables y daños en el edificio Municipal de la ciudad Alajuela. En total se calculan pérdidas por más de 100 millones de dólares en infraestructura carretera y otros. Se calculan que más de 500 km² de bosques fueron afectados por la cantidad de derrumbes generados por el movimiento fuerte. Los daños en la producción y pérdidas en turismo se calculan en más de 1800 millones de dólares.

La Figura 2 muestra un mapa con los mayores deslizamientos observados durante un vuelo realizado por personal del OVSICORI-UNA. La mayor parte de los deslizamientos ocurre a lo largo de los cañones y cauces de los ríos principales que bajan del Volcán Poás y del Cerro Congo. El área afectada contiene 9 distritos y 4 cantones; 3 cantones de Alajuela y 1 de Heredia. Es interesante resaltar que durante el sismo de Fraijanes del 29 de Diciembre de 1888 (M 5.8), reportado por Don Cleto González Víquez en su libro “Terremotos, Inundaciones y Erupciones Volcánicas en Costa Rica, 1608-1910”, se mencionan afectaciones muy similares. Este terremoto provocó, además de la muerte de 6 personas (5 de ellas cayeron al cauce de un río al deslavarse el suelo sobre el que asentaba su casa), una gran cantidad de deslizamientos que produjeron represas temporales en algunos ríos, además de destruir varias casas y dañar edificios públicos en Heredia y Alajuela. Por la descripción que realizan Cleto y Henry Pittier (entonces director del Instituto Meteorológico Nacional), este sismo pudo haber ocurrido en el mismo sistema de fallas, pero hacia el sur del sismo del 8 de Enero del 2009. El sismo de 1888 también produjo derrumbes en las paredes del cráter del volcán Poás. En visita posterior de estos investigadores al volcán Poás se reportó la ocurrencia de actividad freática en el cráter. Sin embargo no hay visitas anteriores al terremoto que puedan establecer un importante cambio en la actividad del volcán inducida por el terremoto de Fraijanes, al igual que no se ha podido corroborar en el presente caso del sismo de Cinchona.

Basados en los daños reportados en la zona epicentral, el sismo alcanzó una intensidad máxima de VIII-IX grados en la escala de Mercalli Modificada. Esta misma intensidad fue reportada para el sismo de Fraijanes de 1888, por lo que podemos considerar que las rupturas fueron similares, pero probablemente rompieron segmentos diferentes del sistema de fallas.

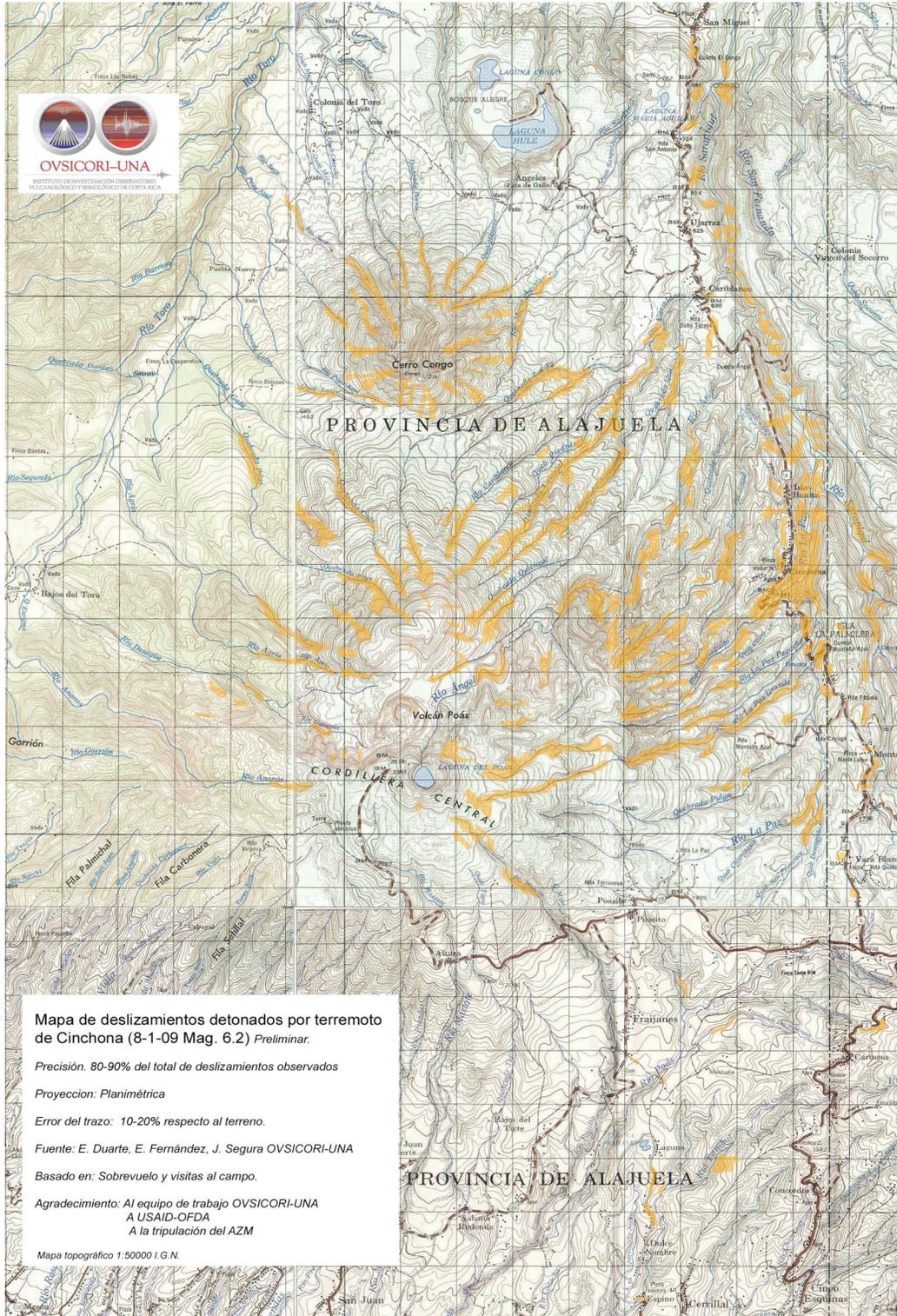


Figura 2. Mapa de deslizamientos provocados por el movimiento fuerte del terremoto del 8 de Enero del 2009. Mapa producido por Eliécer Duarte.

Aceleraciones máximas.

La estación sísmica en Heredia, operada por el OVSICORI-UNA, registró una aceleración máxima de 169 gales (17 % de la aceleración de la gravedad). La máxima aceleración registrada instrumentalmente la reporta el Laboratorio de Ingeniería Sísmica de la Universidad de Costa Rica (<http://www.inii.ucr.ac.cr/lis>) en su estación ubicada en la ciudad de Alajuela, con un valor de 223 gales (0.22 g). Ambas estaciones se localizan a unos 22 km de distancia, evidenciando los importantes efectos de sitio que se presentan en la ciudad de Alajuela. Por lo que podemos suponer que las aceleraciones llegaron a alcanzar valores mayores, cercanos a 0.5 g, en la zona epicentral. La Figura 3 muestra un mapa con los valores de aceleración interpolados para las pocas estaciones acelerográficas con que cuenta el país y que registraron el sismo. La zona de mayor afectación está dentro del contorno de 100 gales (0.1g). Aceleraciones mayores a 200 gales coinciden con las zonas que presentan los mayores deslizamientos. La única estación en el Caribe, la estación de BATAN del OVSICORI-UNA, a 90 km de distancia, registró una aceleración máxima de 128 gales, probablemente debido a amplificaciones del suelo por las capas sedimentarias que componen los suelos en las llanuras del Caribe.

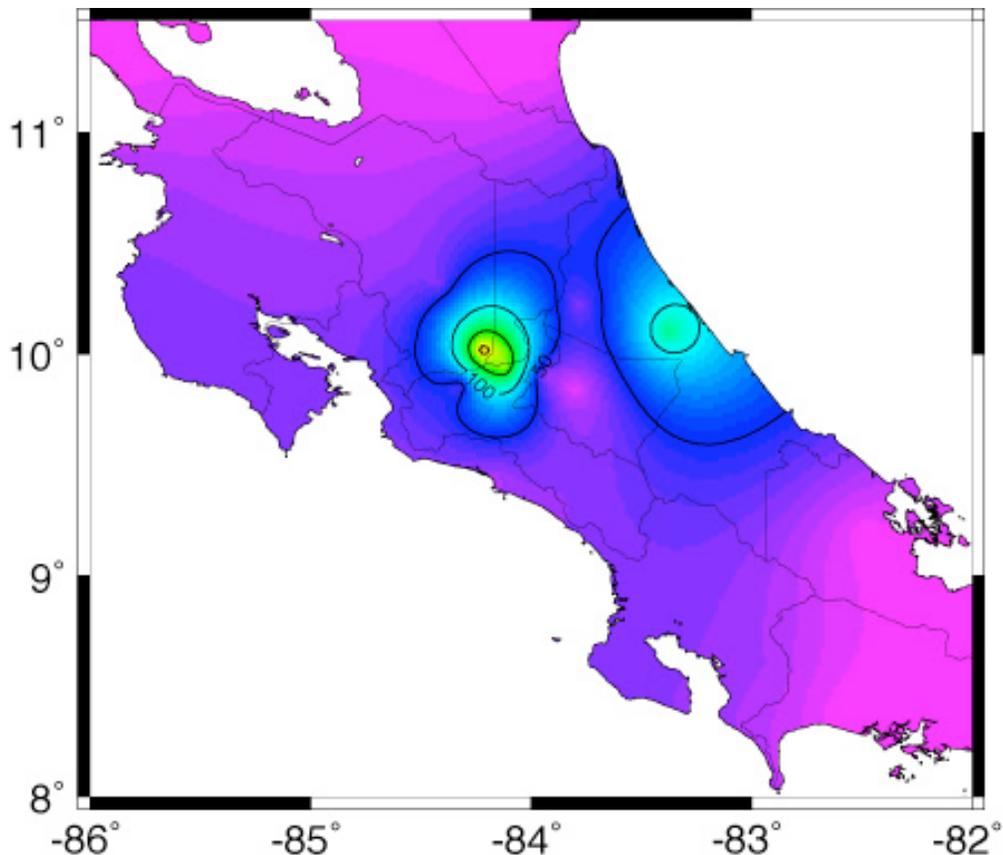


Figura 3. Mapa de aceleraciones máximas registradas. Para elaborar el mapa, se interpolaron datos del Laboratorio de Ingeniería Sísmica de la U.C.R. y datos de aceleración registrados por los acelerógrafos del OVSICORI-UNA.

Las réplicas y su distribución.

Este temblor, al igual que la mayoría de los temblores que se registran en Costa Rica, es el producto de un movimiento súbito entre dos bloques de la corteza terrestre a lo largo de una falla geológica. Las fuerzas tectónicas que dieron origen a esta súbita liberación de energía sísmica es debido a la acumulación de esfuerzos por un largo período de tiempo, produciendo deformaciones en la corteza hasta que las fuerzas que resisten el movimiento, o fuerzas de fricción entre los bloques, es superada por las fuerzas externas. Al vencerse las fuerzas de fricción se produce un rompimiento súbito que libera energía elástica en forma de ondas sísmicas que se propagan por el interior de la Tierra. Esta liberación de energía en la falla produce deformación en las zonas aledañas, aumentando las fuerzas tectónicas en las fallas cercanas y en regiones de la misma falla cercanas a la zona de ruptura. Este aumento en las fuerzas tectónicas produce sismicidad en toda la región por rupturas menores en la falla principal y fallas aledañas. Esta sismicidad se le denomina réplicas, por ser de menor magnitud que el evento principal y estar localizado muy cerca de la zona de ruptura.

Las secuencias de réplicas siguen una ley descrita inicialmente por un sismólogo japonés llamado Omori, quien descubrió que las réplicas decaen en el tiempo de forma exponencial. Esto significa que después del sismo principal se registra un gran número de réplicas y su número disminuye conforme avanza el tiempo hasta decaer a cero luego de un tiempo que está determinado por la magnitud del sismo y las propiedades de la corteza terrestre donde ocurrió el mismo.

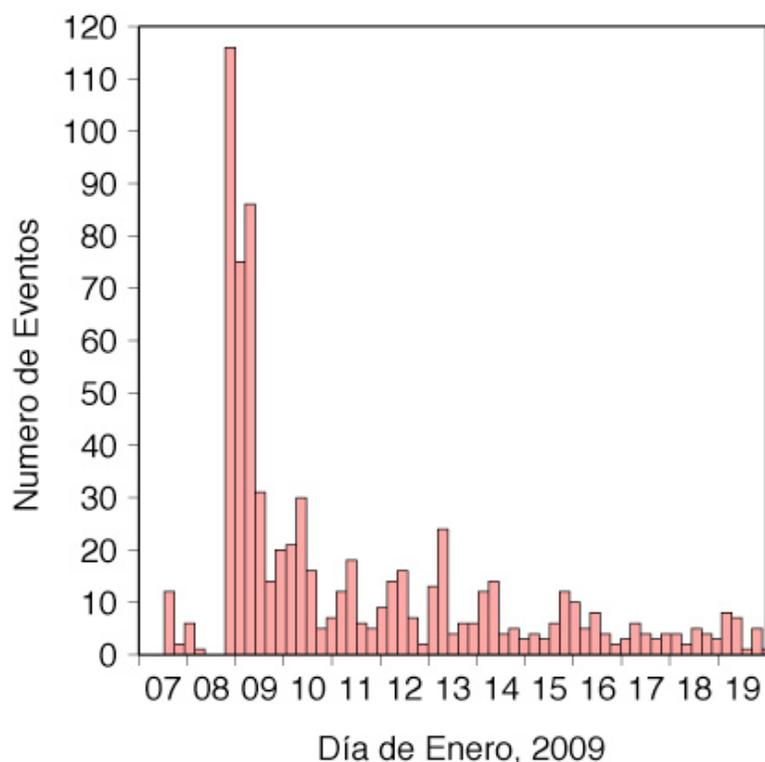


Figura 4. Número de réplicas con magnitudes mayores o iguales a 2.4, contabilizadas en intervalos de 5 horas.

Este mismo patrón se puede apreciar en la Figura 4 que muestra un histograma con el número de réplicas contabilizadas cada 5 horas, del 7 al 20 de Enero del 2009. La contabilidad se lleva a cabo en la estación de Heredia, la cual se encuentra a 22 km del epicentro. A esta distancia no se pueden registrar sismos con magnitudes menores a 2.2-2.4 debido a la atenuación que sufren las ondas sísmicas al propagarse por la Tierra y al alto ruido cultural presente en la ciudad de Heredia. Estas características son útiles para filtrar el conteo de sismos, mostrando en la Figura 4 solo las réplicas con magnitudes mayores o iguales a 2.4, que es una magnitud suficientemente grande para poder ser localizados por la red sísmica del OVSICORI-UNA.

El primer día se registraron 120 sismos durante las primeras cinco horas después del terremoto. Sin embargo la sismicidad decae significativamente; se registran 30 réplicas en el segundo día, 20 en el tercero y así sucesivamente. Se presentan pequeños picos de actividad durante las primeras dos semanas. Estos picos se deben a la ocurrencia de réplicas con magnitudes cercanas o mayores a 4.0 grados Richter, las cuales generan sus propias réplicas.

Las primeras réplicas de un sismo son las más importantes para evaluar el mecanismo de ruptura de la falla y la posible interacción con otras fallas locales. En la Figura 5 muestra la distribución de las réplicas (puntos azules) ocurridas durante las primeras 5 horas del terremoto. Es importante notar la cercanía del evento premonitor (representado por una estrella pequeña en la figura) al evento principal (estrella más grande).

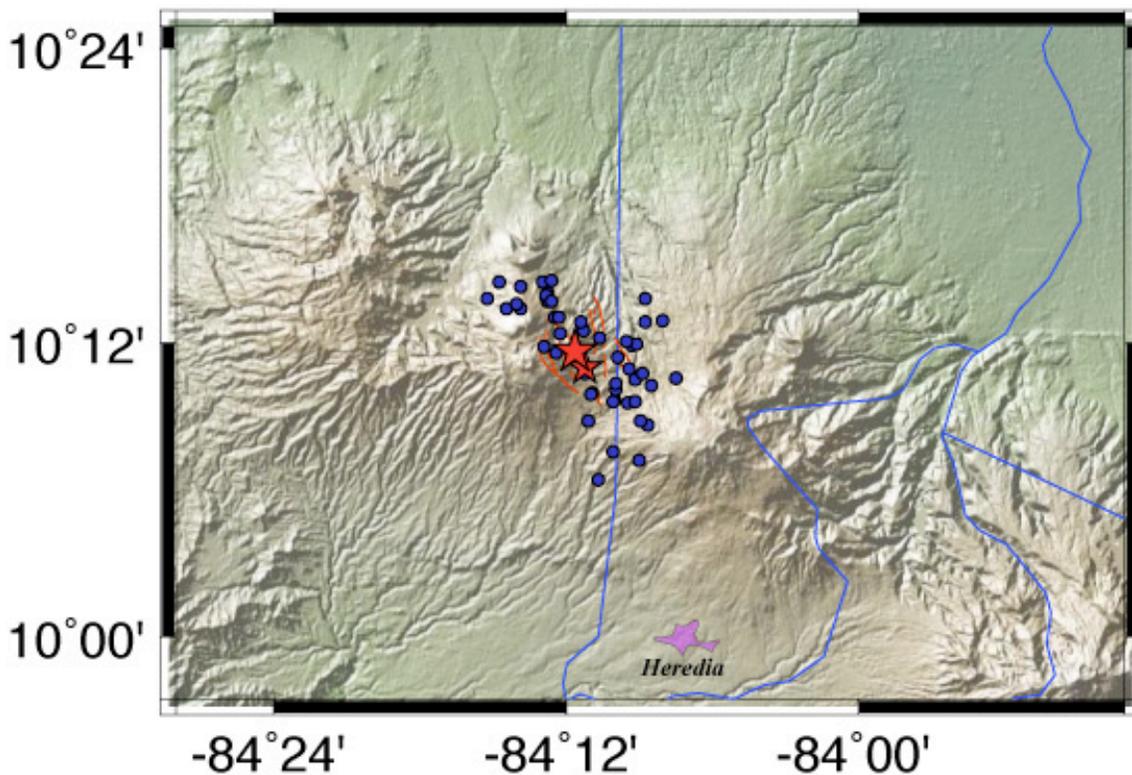


Figura 5. Distribución de las primeras réplicas (puntos azules) y la localización del evento principal (estrella grande) y el evento premonitor (estrella pequeña).

En la Figura 5 se evidencia la cercanía entre el evento precursor y el evento principal, algo que ya habíamos comentado anteriormente. Por lo tanto, la ruptura inicia el día 7 sin la fuerza necesaria para romper más que una pequeña área que corresponde al sismo de magnitud 4.5.

Procesos de corrosión en la falla lograron iniciar una ruptura exitosa el día 8 con un sismo de magnitud 6.2. Esta ruptura partió del epicentro y se propagó a ambos lados de la falla, hacia el Sureste y al Noroeste simultáneamente. La duración de la ruptura se puede medir a partir de los sismogramas registrados. De estos sismogramas se desprende que la falla tardó al menos 2 segundos en romper la falla desde el epicentro hasta cada uno de sus extremos. En total la ruptura fue de 12 km, 6 km a cada lado. Sin embargo, las réplicas se extienden hasta 10 km a ambos lados del epicentro. Además las réplicas no se concentran a lo largo de una falla (una línea en el mapa), por diversas razones, la primera y más importante a considerar son los errores en la localización. La mayoría de las réplicas localizadas ocurren después del sismo principal o seguido a otros sismos, lo que impide leer con precisión las fases sísmicas utilizadas para localizar los temblores. La otra razón es que no todos los sismos ocurren en la misma falla del evento principal. Como se explicó al principio de este apartado, la liberación de esfuerzos por parte del terremoto imprime nuevos esfuerzos sobre las fallas aledañas y la misma falla en las zonas sin ruptura. Estos nuevos esfuerzos causan sismos en las fallas aledañas. Por tanto la dispersión en las localizaciones se debe a una dispersión real (sismos fuera de la falla principal) y errores en la localización de los eventos.

La mayoría de las réplicas se distribuyen desde los 5 km de profundidad hasta los 10 km, por lo que se puede estimar un ancho de la falla de al menos 5 km. Considerando la magnitud del sismo y el tamaño de la falla, se puede estimar un deslizamiento en la falla (el movimiento relativo entre los bloques) de al menos 90 cm.

Para finalizar, la Figura 6 muestra la sismicidad localizada durante el mes de Enero del 2009. A pesar de los errores de localización, se notan varios focos sísmicos importantes fuera del sistema de fallas de Vara Blanca-Angel. El primer foco se localizan hacia el noreste, en la región comprendida entre San Miguel, Río Cuarto y Venecia. Aunque la mayor parte de la sismicidad muestra un alineamiento Este-Oeste, la dispersión no permite asegurar que toda la actividad se concentre en una sola falla o sistema de fallas de orientación este-oeste. El otro foco importante se encuentra en Bajos del Toro, entre los macizos volcánicos del Poás y el Porvenir. Esta sismicidad es más dispersa todavía, pero concentrada alrededor de los Bajos del Toro. Un último foco importante que se presentó desde el inicio de la actividad se localiza en el flanco sureste del macizo del Barva. Al igual que la sismicidad de Bajos del Toro, no se reconoce ninguna alineación, solo una concentración de sismicidad.

Conclusiones.

El sismo de Cinchona del 8 de Enero del 2009 ocurrió sobre una falla con orientación del sureste al noroeste de corrimiento de rumbo lateral derecho. La magnitud reportada es de 6.2 grados Richter y la máxima intensidad en la zona epicentral fue de VIII-IX grados en la escala de Mercalli Modificada. El sismo fue superficial, con hypocentro a 7.1 km de profundidad y rompió un segmento de falla de 12 km. Las réplicas se extienden a lo largo de 20 km de la falla, desde Poasito hasta el

Cerro Congo. Otras zonas sísmicas cercanas también se activaron durante este terremoto.

Al igual que en el terremoto de Fraijanes de 1888, los daños ocasionados se asocian principalmente a los derrumbes provocados por las altas aceleraciones del suelo sobre laderas de altas pendientes y terrenos saturados de agua. Las minuciosas descripciones realizadas por Don Cleto González Víquez y Henry Pittier de los daños ocasionados por el terremoto de Fraijanes fueron desatendidas por más de 100 años y nunca se incluyeron en la planificación del país. Esperamos que las nuevas lecciones aprendidas por el terremoto de Cinchona no pasen desapercibidas por los gobiernos venideros.

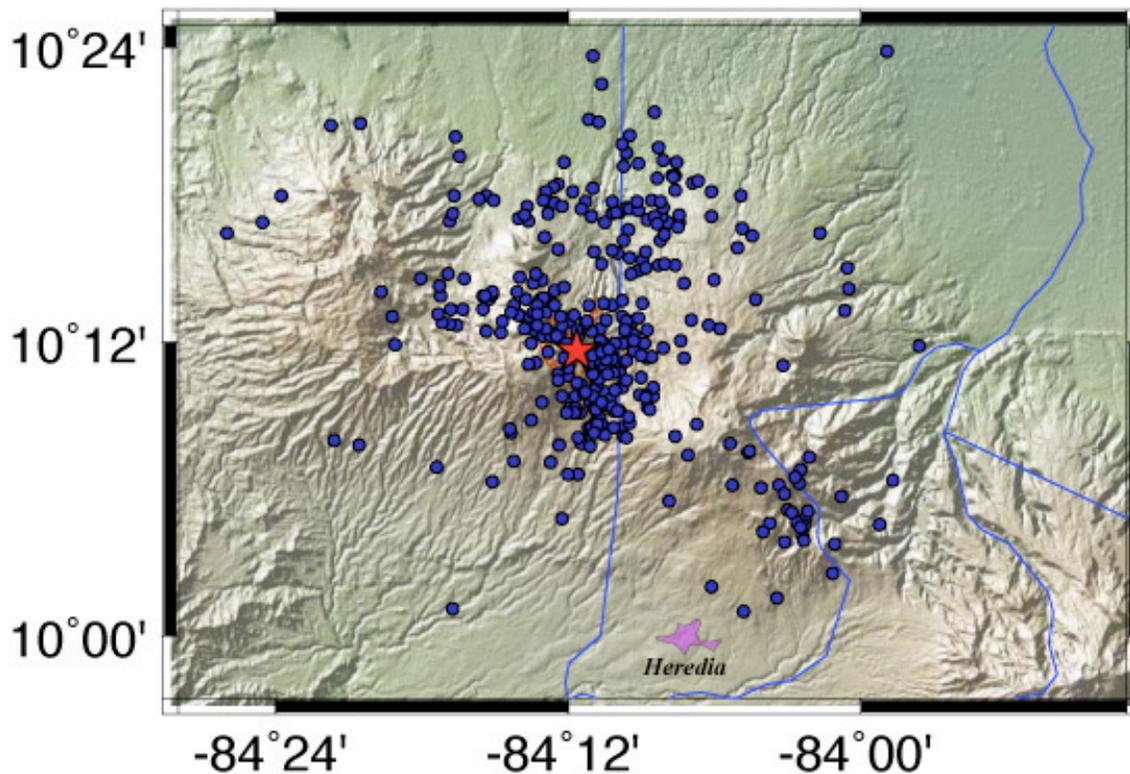


Figura 6. Sismicidad registrada por el OVSICORI-UNA durante el mes de Enero del 2009.