



Ingeniería. Revista de la Universidad de
Costa Rica

ISSN: 1409-2441

marcela.quiros@ucr.ac.cr

Universidad de Costa Rica
Costa Rica

Moya Fernández, Aarón

Escenarios de sismos fuertes en el Valle Central de Costa Rica

Ingeniería. Revista de la Universidad de Costa Rica, vol. 29, núm. 2, julio-diciembre,
2019, pp. 12-31

Universidad de Costa Rica

Ciudad Universitaria Rodrigo Facio, Costa Rica

Disponible en: <https://www.redalyc.org/articulo.oa?id=44170543001>

- Cómo citar el artículo
- Número completo
- Más información del artículo
- Página de la revista en redalyc.org

redalyc.org

Sistema de Información Científica

Red de Revistas Científicas de América Latina, el Caribe, España y Portugal

Proyecto académico sin fines de lucro, desarrollado bajo la iniciativa de acceso abierto

Escenarios de sismos fuertes en el Valle Central de Costa Rica

Scenario for Strong Earthquakes in the Central Valley of Costa Rica

*Aarón Moya Fernández, Universidad de Costa Rica, Costa Rica.
Investigador del Laboratorio de Ingeniería Sísmica del Instituto de Investigaciones en Ingeniería.
Correo: cesar.moya@ucr.ac.cr*

Recibido: 17 de octubre 2018

Aceptado: 10 de junio 2019

Resumen

Se llevaron a cabo una serie de simulaciones de sismos de moderada magnitud que han ocurrido cerca del Valle Central de Costa Rica. Estas simulaciones se utilizaron para calibrar un modelo de velocidades y ajustar un rango de frecuencias que permitieran obtener el mejor ajuste entre los datos observados y sintéticos. Con esta información, se generaron simulaciones de escenarios de eventos fuertes de diferente magnitud que pudieran ocurrir en alguna de las fallas que rodean la región central del país. Los resultados son una serie de mapas que muestran las velocidades máximas que se podrían obtener en el estrato rocoso, sin tomar en cuenta los fenómenos de amplificación sísmica por suelos blandos.

Palabras clave:

Diferencias finitas, simulación, terremoto, Costa Rica

Abstract

A series of simulations of moderate magnitude earthquakes were carried out near the Central Valley of Costa Rica. These simulations were used to calibrate a velocity model and adjust a range of frequencies that would allow to obtain the best fit between the observed and synthetic data. With this information, simulations of scenarios of strong events of different magnitude that could occur in some of the faults surrounding the central region of the country were generated. The results are a series of maps showing the maximum velocities that could be obtained in the rock stratum without taking into account the phenomena of seismic amplification by soft soils.

Keywords:

Finite difference, simulation, earthquake, Costa Rica



1. INTRODUCCIÓN

El impacto que puedan tener los terremotos está en función de la cantidad de habitantes y el número de servicios que se puedan ver afectados. En este sentido, la ocurrencia de un sismo fuerte en el, densamente poblado, Valle Central de Costa Rica, produciría una emergencia bastante importante. Según el Atlas Tectónico de Costa Rica (Denyer et al., 2003), la zona central del país se encuentra rodeada de numerosas fallas activas que, a lo largo de la historia del país, han producido sismos de diferente magnitud.

El terremoto del 4 de mayo de 1910 en Cartago (Montero y Miyamura, 1981; Alonso-Henar et al., 2013) sigue siendo uno de los eventos más relevantes, esto a pesar de su lejanía en el tiempo. La razón se debe a que el movimiento sísmico prácticamente destruyó la ciudad, causando un elevado número de muertes. En la actualidad, muchas de las construcciones modernas se diseñan siguiendo los lineamientos del Código Sísmico. Por esa razón, resistirían mejor un nuevo movimiento sísmico. Sin embargo, hay que considerar que también la zona urbana se ha extendido, y que al día de hoy muchas personas viven incluso sobre la zona de la falla causativa del terremoto de 1910.

El 22 de diciembre de 1990 un sismo de Ms 5.7 (Montero y Rojas, 2014) ocurrió en la localidad de Piedras Negras de Mora. El sismo tuvo su origen a unos 6 km de profundidad y es recordado como el terremoto de Alajuela, pues fue en esta ciudad donde se registraron gran cantidad de daños a las edificaciones (Ramírez y Brenes, 1994). La falla que lo originó es la de Picagres (Montero y Rojas, 2014), y habría roto una longitud de 11 km en superficie.

El sismo del 08 de enero del 2009 en Cinchona de Mw 6.2 (Barquero y Rojas, 2010) fue el evento fuerte más cercano a la capital en años recientes. El mismo produjo graves daños a la infraestructura y el medio ambiente por los numerosos deslizamientos que ocurrieron en la región montañosa (Barquero, 2009; Quesada y Barrantes, 2016). El terremoto habría sido provocado por la falla Ángel, la cual posee una longitud de 20 km (Montero et al., 2010).

Estos han sido solo tres ejemplos de sismos que han quedado grabados en la historia del país, sin embargo, no han sido los más fuertes. De acuerdo con las relaciones empíricas de estudios como los de Wells y Coppersmith (1994), Somerville et al. (1999), Stirling et al. (2002) y más recientemente Leonard (2010), es posible calcular la magnitud máxima que tendría un terremoto en una falla específica basándonos en la longitud de la misma. La falla Aguacaliente tendría el potencial de generar un sismo de Mw 6.5 - 6.9, según sea la relación que se use.

En este estudio se analizaría el impacto de un sismo de Mw 6.5 que ocurriera en la falla Aguacaliente. También, el de un evento de Mw 6.3 en Puriscal, uno de Mw 6.0 en la falla Tobosi al suroeste de Cartago, Mw 6.5 en Cinchona y finalmente uno de Mw 7.0 bajo el Valle Central. Todas las simulaciones se llevarán a cabo ubicando el hipocentro en el centro de la falla. Se usará un programa de diferencias finitas con un modelo de capas de velocidad que no contempla la contribución de los estratos blando de la superficie pero sí la topografía. Estas son dos limitantes que estudios futuros pueden contemplar para obtener mejores resultados, incluida la geometría de la zona de subducción.

2. SIMULACIONES NUMÉRICAS

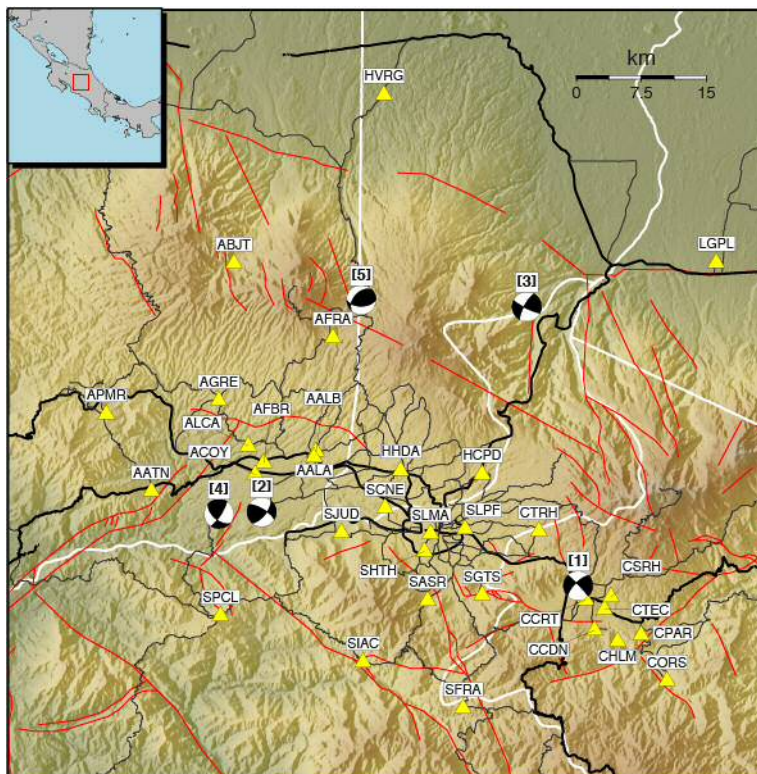


Figura 1. Mapa de la región de estudio. Se muestran los mecanismos focales en los sitios del epicentro de los eventos numerados en la Tabla 1. Las estaciones acelerográficas se muestran en triángulos amarillos. Las trazas rojas corresponden a las fallas activas (Denyer et al, 2003), las blancas a los límites de provincia y las negras a las carreteras principales.

La Figura 1 muestra la ubicación de cinco eventos sísmicos ocurridos en las cercanías del Valle Central y que han sido seleccionados para este estudio. Los parámetros de la fuente se detallan en la Tabla 1. Estos sismos produjeron aceleraciones fuertes en varias de las estaciones de registro, aún cuando la magnitud fuera relativamente baja en la mayoría de los casos. Solo uno de los sismos fue de magnitud moderada, pero ocurrió a gran profundidad. El resto posee profundidades inferiores a los 20 km y magnitudes que no superan los 5.0.

Tabla 1. Parámetros de la fuente de cinco sismos seleccionados en este estudio.

No	Fecha	Longitud	Latitud	Profundidad	Magnitud	Strike	Dip	Rake
1	26-07-2014	-83.835	9.879	5.9	4.1	225	71	-4
2	24-07-2014	-84.268	9.956	12.7	4.4	39	66	19
3	31-10-2015	-84.486	10.067	17.7	4.6	209	75	10
4	13-05-2011	-84.313	9.954	72.8	5.8	33	78	146
5	31-03-2015	-84.163	10.177	8.7	4.7	89	54	121

La información de los mecanismos focales fue obtenida de la Red Sismológica Nacional (RSN), el Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Costa Rica (OVSICORI) y del Global Central Moment Tensor (GCMT). La ubicación de la fuente sísmica y magnitud de los mismos fueron determinadas en este laboratorio usando metodología y programas convencionales (Moya, 2018).

El programa utilizado para simular la propagación de las ondas sísmicas fue el SW4 (Petersson y Sjögreen, 2014). Este es un paquete de código abierto que resuelve la ecuación de la onda en coordenadas cartesianas. El código puede simular la propagación en medios heterogéneos en 3D, y tomar en cuenta los efectos de la superficie libre y la topografía.

El SW4 puede simular diversos tipos de fuentes puntuales. En el caso de los eventos sísmicos en este estudio, se utilizó una fuente de tipo GaussianInt con una frecuencia de 3.1415 Hz. Todos los registros de aceleración se integraron para obtener velocidad y estos, a su vez, se filtraron en el rango 0.1 a 0.5 Hz. Se usó una grilla de 200 m y el tamaño total del modelo varió según el sismo.

Tabla 2. *Modelo de velocidades usado en las simulaciones numéricas.*

P	Vp	Vs	R	Qp	Qs
0 - 2	4	2.0	2.6	200	100
2 - 6	4.5	2.5	2.65	300	150
6 - 30	6.6	3.7	3.0	500	250
30 - 90	6.9	3.9	3.1	500	250

P: profundidad en km, Vp: velocidad de onda primaria en km/s, Vs: velocidad de onda secundaria en km/s, R: densidad en kg/m³, Qp: atenuación de la onda primaria, Qs: atenuación de la onda secundaria.

Tabla 3. *Valores de profundidad y momento sísmico de los sismos en la Tabla 1 usados para la simulación*

No	Fecha	Profundidad (km)	Mo (N-m)
1	26-07-2014	06.0	1.78e15
2	24-07-2014	15.0	5.01e15
3	31-10-2015	17.0	1.00e16
4	13-05-2011	75.0	6.31e17
5	31-03-2015	10.0	1.41e16

El modelo de velocidades se limitó a uno de cuatro capas con las propiedades mostradas en la Tabla 2. Este modelo fue obtenido a partir de un modelo inicial, mediante prueba y error, ajustando los parámetros de la profundidad de las capas y las velocidades de manera tal que se lograra el mejor ajuste entre los registros observados y sintéticos. Eventualmente, en algunos casos también

se modificaron los valores de la profundidad y del momento sísmico para lograr ajustar la amplitud de la señal simulada con la observada (Tabla 3).

Sismo del 26-07-2014, Mw 4.1

El 26 de julio del 2014, un sismo de Mw 4.1 ocurrió a escasos 6 km de profundidad, prácticamente bajo la ciudad de Cartago. La ubicación se muestra en la Figura 1 bajo el número (1). Dicho fenómeno produjo aceleraciones de 89.5 cm/s^2 en la estación de Ciudad de los Niños, en Aguacaliente al sur de la ciudad, y fue sentido con intensidad V en la escala de Mercalli en esa zona.

El modelo para simular este sismo consistió en una grilla de $49 \times 49 \times 30 \text{ km}$. Por su parte, el resultado de la simulación se muestra en la Figura 2 para 9 estaciones cercanas al epicentro. El ajuste es bueno en todos los sitios, a excepción de la estación CCRT. La amplitud es sobreestimada en la componente EW de la estación SGTS.

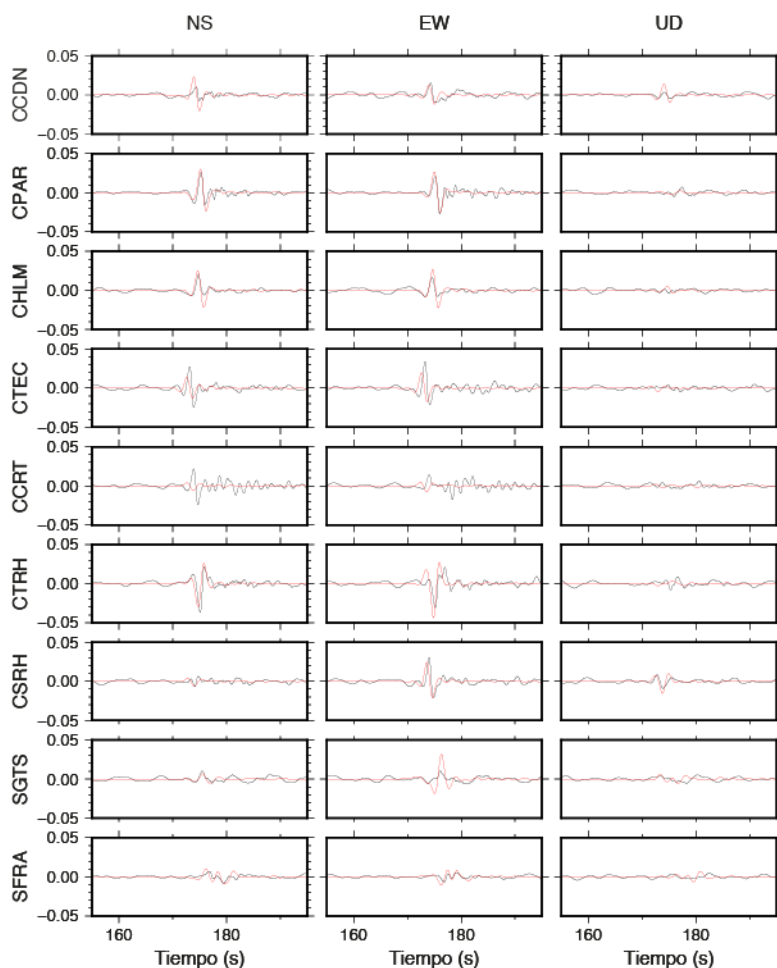


Figura 2. Registros observados (trazas negras) y sintéticas (roja) para el sismo del 26 de julio del 2014 con epicentro en Cartago. Las columnas son para las componentes norte-sur (NS), este-oeste (EW) y vertical (UD). Las trazas rojas corresponden a los resultados sintéticos y las negras a los registros observados.

Sismo del 24-07-2014, Mw 4.4

El epicentro de este sismo se ubicó a 1.6 km al suroeste de la Guácima de Alajuela. Tuvo una magnitud de 4.4 a 12.7 km de profundidad. Su cercanía a la estación ubicada en el ebais de Ciudad Colón (SCCH) en ese año provocó aceleraciones de hasta 245 cm/s^2 . El tamaño del modelo fue de $87 \times 76 \times 30 \text{ km}$. El resultado de la simulación se muestra en la Figura 3 para 11 sitios de registro.

La simulación sobreestima el valor máximo observado en SCCH; sin embargo, predice muy bien la forma de las ondas en sitios como SCNE y SLMA. Las diferencias observadas en AGRE y APMR pueden ser debidas a efectos del suelo blando que, muy probablemente, hay bajo las estaciones y que el programa no puede modelar.

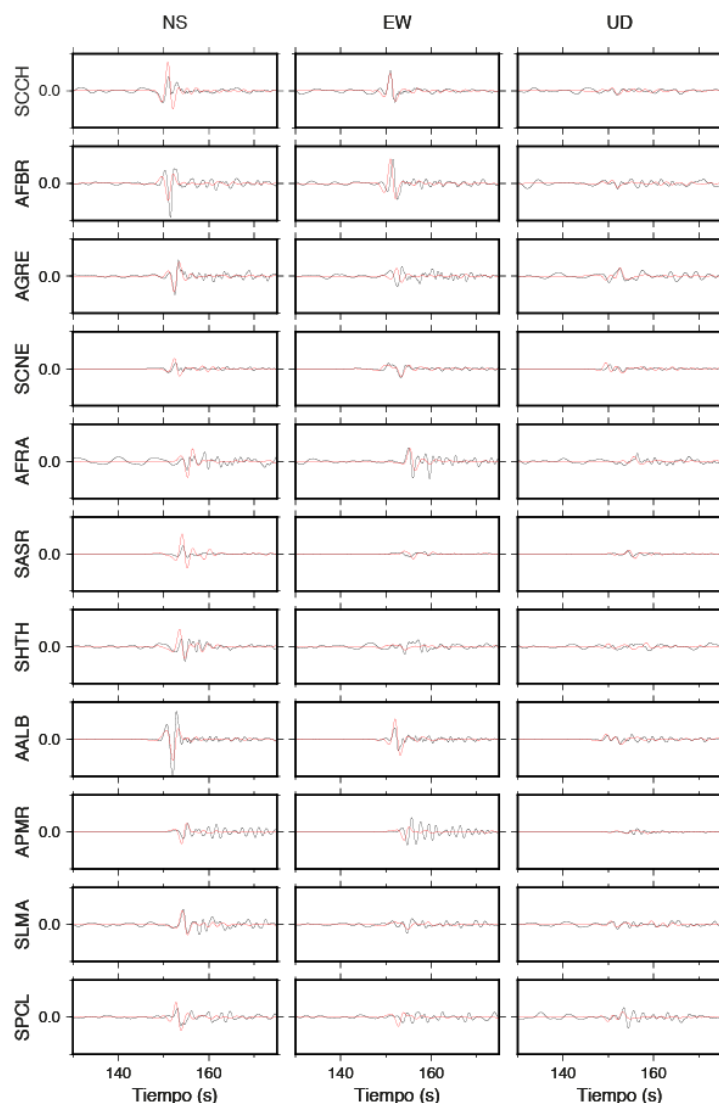


Figura 3. Registros observados (trazas negras) y sintéticas (roja) para el sismo del 24 de julio del 2014 con epicentro en La Guácima de Alajuela. Las columnas son para las componentes norte-sur (NS), este-oeste (EW) y vertical (UD). Las trazas rojas corresponden a los resultados sintéticos y las negras a los registros observados.

Sismo del 31-10-2015, Mw 4.6

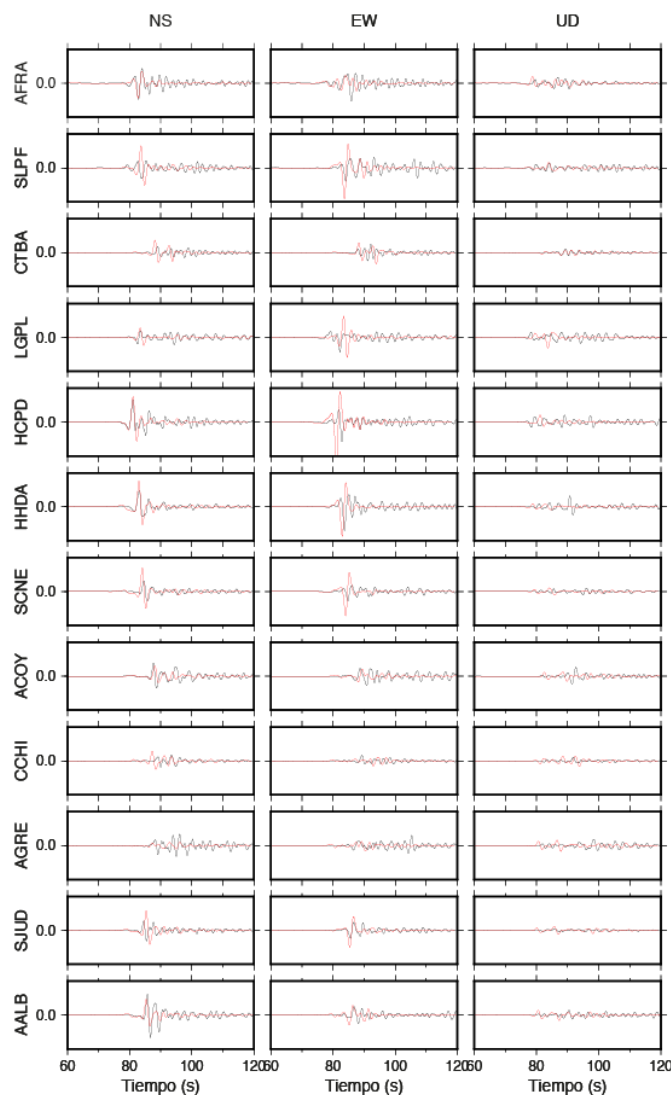


Figura 4. Registros observados (trazas negras) y sintéticas (roja) para el sismo del 31 de octubre del 2015 con epicentro en el cantón de Sarapiquí. Las columnas son para las componentes norte-sur (NS), este-oeste (EW) y vertical (UD). Las trazas rojas corresponden a los resultados sintéticos y las negras a los registros observados.

Este evento ocurrió en una región de baja densidad de población al noreste de San José, tal como lo muestra la Figura 1. Ocurrió a 17 km de profundidad y produjo registros que se caracterizan por la presencia de multitud de arribos tardíos producto de las reflexiones y refracciones de las ondas en estratos superficiales (Figura 4).

El modelo usado fue de 101x69x25 km. El resultado de la simulación es aceptable para la componente NS; no obstante, la amplitud de la componente EW se ve sobredimensionada en los sitios de HHDA, SCNE, LGPL y SLPF (Figura 4).

Sismo del 13-05-2011, Mw 5.8

Este es el evento más fuerte que se simuló. El tamaño del modelo usado fue de 87x71x90 km. Tiene la particularidad de haber ocurrido a poco mas de 70 km de profundidad dentro de la placa Cocos. El mecanismo focal del evento es de tipo inverso, aunque posee una componente de movimiento lateral muy importante.

Este tipo de sismos, aunque poco frecuente, es importante si se considera el contexto de lo sucedido con el terremoto de Ciudad de México el 19 de setiembre del 2017. En esa fecha, una ruptura dentro de la placa Cocos a 57 km de profundidad provocó un sismo de Mw 7.1 bajo el límite de los estados de Puebla y Morelos, según el Servicio Sismológico Nacional de México (SSNM). El sismo produjo el colapso de varios edificios en la ciudad y cobró numerosas víctimas.

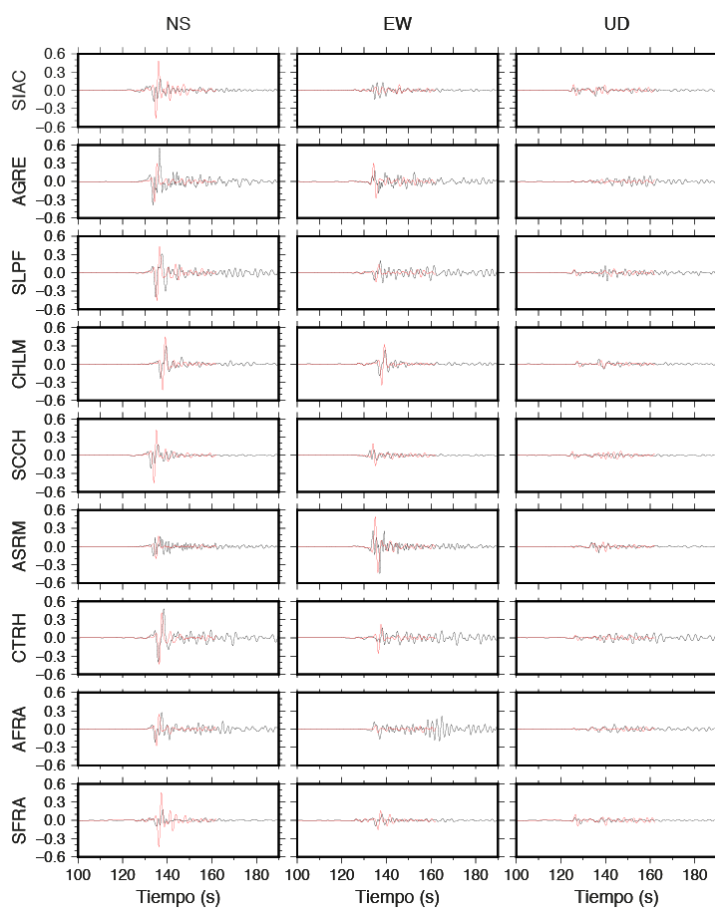


Figura 5. Registros observados (trazas negras) y sintéticas (roja) para el sismo con epicentro cerca de Turrúcares de Alajuela el 13 de mayo del 2011. Las columnas son para las componentes norte-sur (NS), este-oeste (EW) y vertical (UD). Las trazas rojas corresponden a los resultados sintéticos y las negras a los registros observados.

Los registros obtenidos por los acelerógrafos muestran una forma de onda un poco compleja, con multitud de reflexiones y refracciones que dificultan un buen ajuste. Una probabilidad es que el modelo de velocidades a esa profundidad no sea el adecuado. Aún así, la polaridad de la fase

fuerte sí se logró simular (Figura 5). Las estaciones SIAC y SFRA son las que muestran mayor diferencia de amplitud. Estos sitios, a diferencia del resto de los simulados, se localizan en las partes altas de las montañas. Probablemente la topografía puede haber influido en estas diferencias.

Sismo del 31-03-2015, Mw 4.7

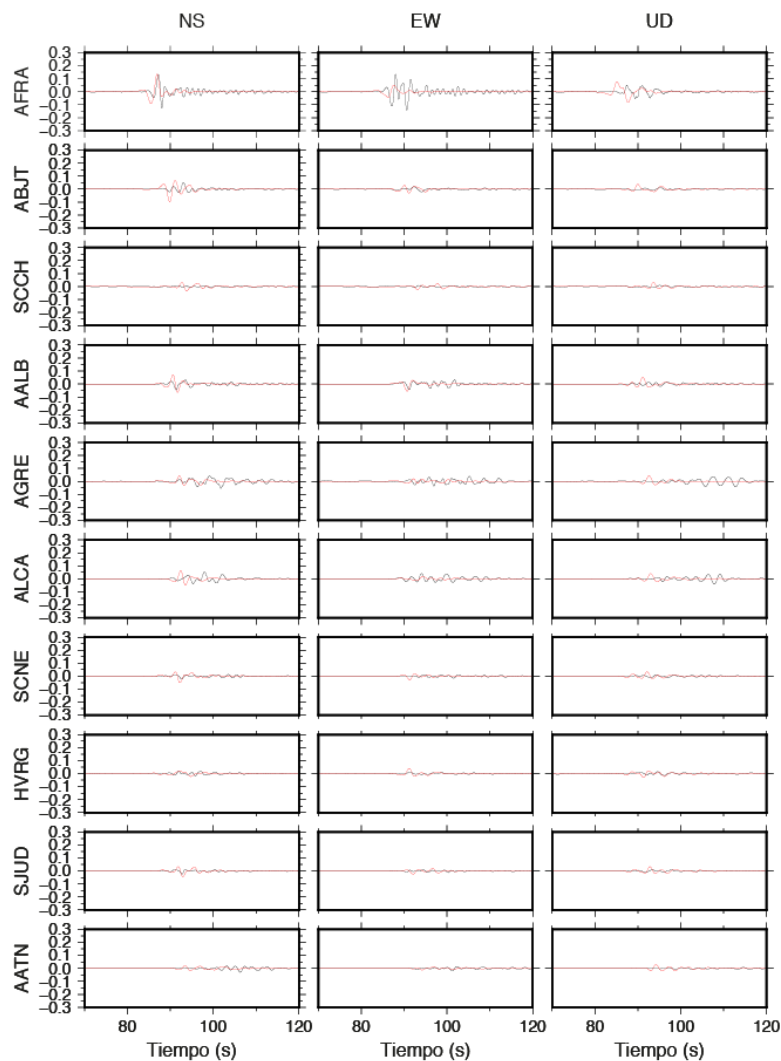


Figura 6. Registros observados (trazas negras) y sintéticas (roja) para el sismo del 31 de marzo del 2015, Mw 4.7. Las columnas son para las componentes norte-sur (NS), este-oeste (EW) y vertical (UD). Las trazas rojas corresponden a los resultados sintéticos y las negras a los registros observados.

El epicentro de este sismo se ubica en la misma región donde ocurrió el terremoto de Cinchona el 8 de enero del 2009, Mw 6.1. La aceleración máxima del evento usado en la simulación fue de 173 cm/s^2 en el sitio AFRA. El modelo usado tiene unas dimensiones de $82 \times 82 \times 20 \text{ km}$. El ajuste de las trazas sintéticas y las observadas no es bueno en cuanto a la forma de la señal. Sin embargo, las amplitudes son un poco más similares en la mayoría de los casos (Figura 6).

3. ESCENARIOS

Con el fin de llevar a cabo la simulación de escenarios de sismos de mayor magnitud, es necesario tomar en cuenta los efectos de la falla finita. Para lograr esto, se usó el software desarrollado por el Southern California Earthquake Center llamado SCEC Broadband Platform (BBP) (Maechling et al., 2015). Este *software* permite simular sismos en un amplio rango de frecuencia para lo cual genera modelos de ruptura con una distribución heterogénea de desplazamiento. Además, toma en consideración la longitud de la falla, los tiempos de ruptura y el mecanismo focal, entre otros. El modelo de la falla se guarda en formato SRF propuesto por Robert Graves del Servicio Geológico de Estados Unidos, y es utilizado por el programa SW4.

Falla Aguacaliente

De acuerdo con Alonso-Henar et al. (2013), la falla Aguacaliente es de tipo lateral izquierdo y posee una longitud de entre 15.1 y 18.1 km. Es una falla longitudinal con una orientación mayoritariamente N100E. Para efectos de la simulación, se asumió una longitud máxima de 18 km y 15 km de ancho. Además, se simuló un evento de Mw 6.5 como evento máximo y con epicentro en el centro de la falla.

En total, se llevaron a cabo 50 simulaciones, ubicando el hipocentro en el centro de la falla y a una profundidad de 5 km. Se evaluó cada uno de los escenarios y se escogió aquel que produjo el mayor valor de amplitud en la estación de CCRT ubicada en la Biblioteca Pública de Cartago. Este correspondió al escenario número 41.

La Figura 7 muestra el escenario en el cual se alcanza la mayor amplitud de onda en CCRT con el epicentro ubicado en el centro de la falla. En la parte superior se puede ver el mapa de velocidad horizontal máxima que alcanza los 89 cm/s. En la parte de abajo a la izquierda se muestra el modelo de deslizamiento de la falla. Las zonas más oscuras son las de mayor amplitud con un máximo de 262 cm y un valor medio de 77 cm. A la derecha se muestra la distribución del tiempo de ruptura inicial que sería de unos 8 s.

En este escenario, a pesar de que el epicentro se encuentra en el centro de la falla, la región más afectada sería la de Cartago por encontrarse sobre las zonas de mayor desplazamiento (asperezas) de la falla. Esto favorece que la energía sísmica se libere en un área relativamente pequeña, pero con gran intensidad. El valor máximo del registro de velocidad en CCRT es de 63 cm/s.

La poca profundidad de las asperezas cerca de una zona específica, favorece también para que la sacudida no sea tan intensa en sitios lejanos como Heredia e incluso San José. Claro está que el fenómeno de atenuación por distancia juega un papel importante, y es el único que se considera en este escenario. Por otro lado, los efectos de amplificación por tipo de suelo no se han tomado en cuenta y podrían incrementar el valor de la amplitud sísmica, incluso en Cartago.

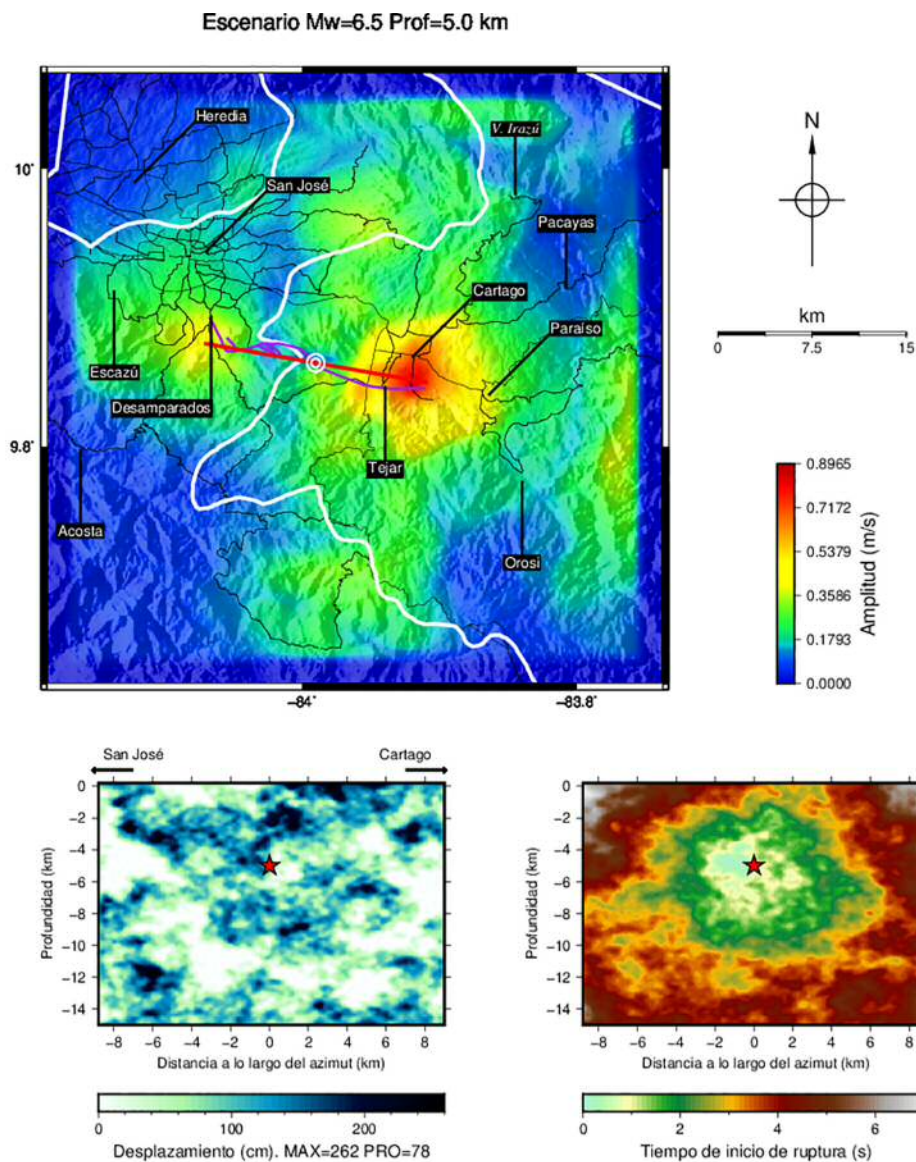


Figura 7. Escenario de un sismo de Mw 6.5 a 5 km de profundidad originado en el centro de la falla Aguacaliente. La traza de la falla según Fernández y Montero (2002) se muestra en color morado. La traza del modelo numérico se muestra en color rojo. La ubicación del epicentro se muestra en forma de círculos blancos sobre la falla y como una estrella roja en los gráficos de la distribución de desplazamiento y tiempo de ruptura en la parte inferior. Trazas negras corresponden a las carreteras principales y las blancas a los límites de provincias.

Piedras Negras

Según Montero y Rojas (2014), la falla que ocasionó el sismo del 22 de diciembre de 1990, Ms 5.7, fue la de Picagres (Figura 8). Los autores indican que inspecciones en el sitio revelan que la ruptura de 1990 pudo haber alcanzado los 11 km. Con base en esta información, se simuló un evento de Mw 6.3, ubicando el hipocentro en el centro de la falla con dimensiones de 15x15 km; además, se utilizó el mismo mecanismo del terremoto de 1990 tomado del GCMT.

A pesar de que el epicentro del sismo de 1990 se ubicó en la región de Piedras Negras de Mora, el evento es conocido como el terremoto de Alajuela, pues esta ciudad sufrió graves daños. Por esa razón, se escogió el escenario de mayor amplitud en la estación ubicada en el Instituto Nacional de Seguros (INS) de Alajuela, código AALA (Figura 1).

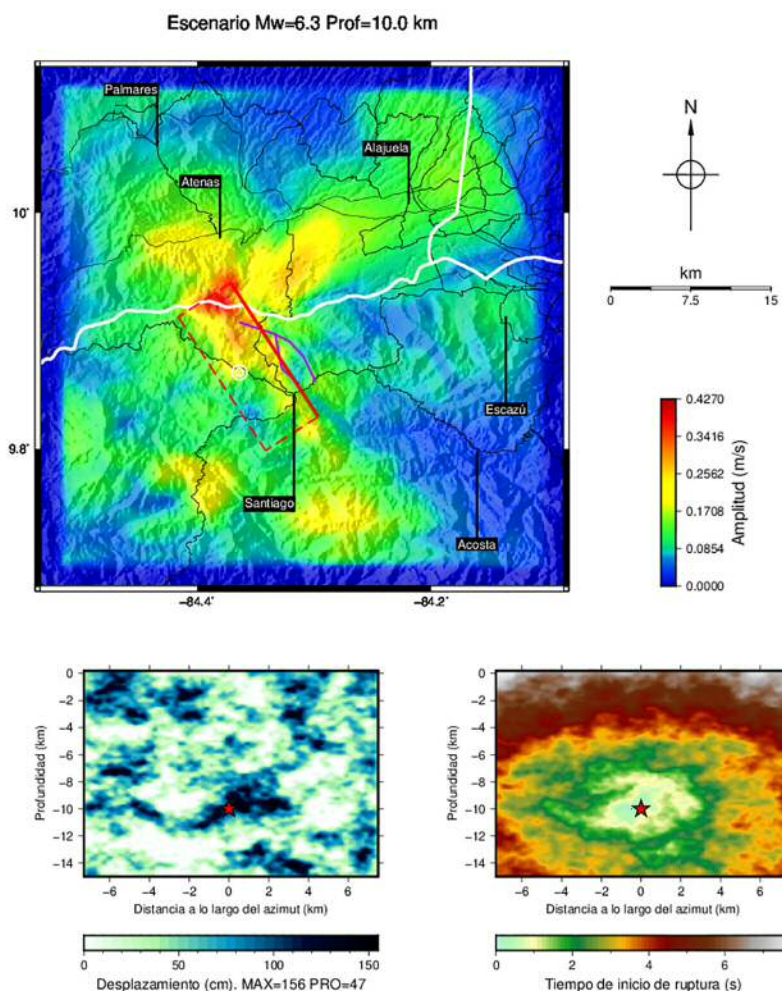


Figura 8. Escenario de un sismo de Mw 6.3 a 10 km de profundidad originado en el centro de la falla Picagres. La traza de la falla según Denyer et al. (2003) se muestra en color morado. La traza del modelo numérico se muestra en color rojo. Las líneas punteadas corresponden a la proyección de la falla del modelo a profundidad. La ubicación del epicentro se muestra en forma de círculos blancos sobre la falla y como una estrealla roja en los gráficos de la distribución de desplazamiento y tiempo de ruptura en la parte inferior. Trazas negras corresponden a las carreteras principales y las blancas a los límite de provincias.

Nuevamente, se realizaron 50 simulaciones ubicando el hipocentro a 10 km de profundidad. El escenario que produce la velocidad máxima en AALA es el número 35, y se muestra en la Figura 8. El valor máximo en AALA es de 11 cm/s, mientras que el de la simulación alcanza los 43 cm/s al sur de Atenas. Es importante notar que el hipocentro se ubica justo en una de las asperezas más grandes, y a una profundidad de 10 km, lo cual pudo haber influido en que las velocidades no sean tan grandes en la superficie. También es interesante notar el máximo local que se origina entre Atenas y Alajuela.

En 1990 se registró un valor de 415 cm/s^2 en un acelerógrafo ubicado cerca del Parque Central de Alajuela. Si ese registro se integra y se filtra en el rango 0.1 a 0.5 Hz (que es el rango de frecuencias de las simulaciones en este estudio), se obtiene un valor máximo de velocidad de 6.4 cm/s. Coconsiderando que ese valor fue para un sismo de Ms 5.7, el valor de 11 cm/s parece tener sentido para un evento de Mw 6.3 a 10 km de profundidad.

Cinchona

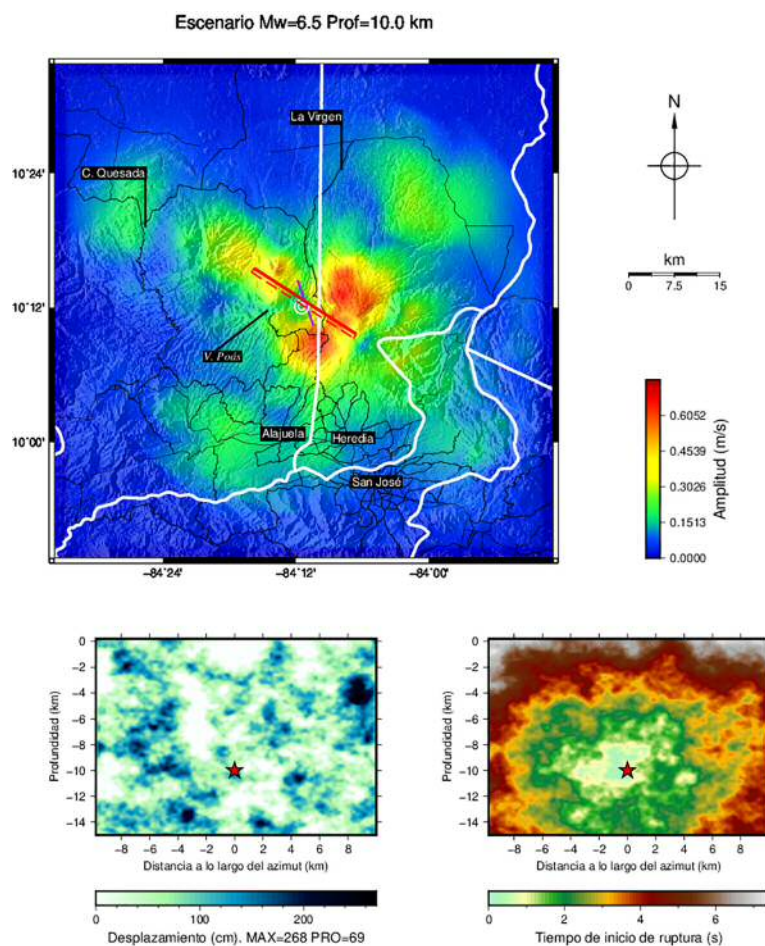


Figura 9. Escenario de un sismo de Mw 6.5 a 10 km de profundidad originado en el centro de la falla Angel. La traza de la falla según Denyer et al. (2003) se muestra en color morado. La traza del modelo numérico se muestra en color rojo. Las líneas punteadas corresponden a la proyección de la falla del modelo a profundidad. La ubicación del epicentro se muestra en forma de círculos blancos sobre la falla y como una estrella roja en los gráficos de la distribución de desplazamiento y tiempo de ruptura en la parte inferior. Trazas negras corresponden a las carreteras principales y las blancas a los límites de provincias.

El terremoto de Cinchona del 8 de enero del 2009 tuvo una Mw 6.2 y ocurrió a escasos 4.6 km de profundidad (Barquero y Rojas, 2010). Los autores indican que la ruptura se extendió por 12 km en la horizontal y 6 km en profundidad. Por su parte, Montero et al. (2010) sugiere que es una falla segmentada y de rumbo variable con una longitud de más de 20 km. Con base en esas observaciones, se procedió a modelar la ruptura de una falla de dimensiones $20 \times 15 \text{ km}$ y una Mw 6.5.

El hipocentro se ubicó en el centro de la misma a una profundidad de 10 km. La información del mecanismo focal se tomó de Barquero y Rojas (2010).

El resultado de la simulación (Figura 9) que se escogió fue aquel en el que la velocidad máxima se registrara en la estación de Fraijanes de Alajuela, AFRA. Esto debido a que el terremoto se caracterizó, principalmente, por la enorme cantidad de deslizamientos en la región montañosa. El valor de velocidad máxima en AFRA es de 51 cm/s, mientras que el valor máximo de la simulación es de 69 cm/s. Durante el sismo, la estación acelerográfica de Alajuela registró un valor de 5.5 cm/s en el intervalo 0.1 a 5.0 Hz. De acuerdo con esta simulación, el valor medio en la ciudad sería de entre 10 y 15 cm/s, sin tomar en consideración los estratos superficiales que podrían tener un efecto amplificador.

Tobosi

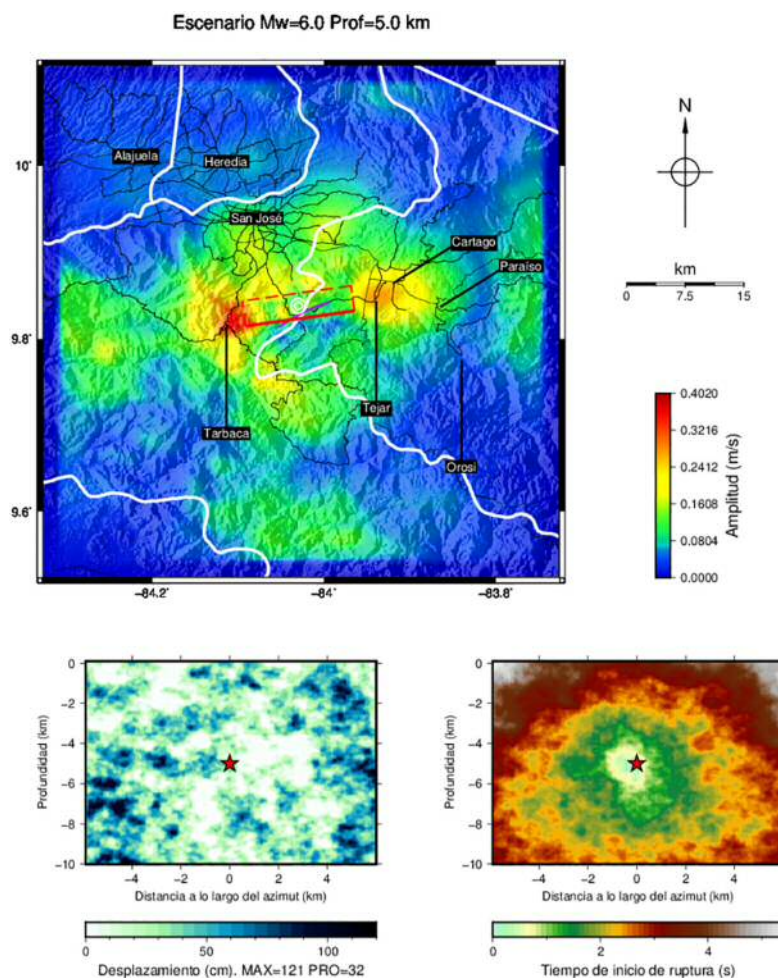


Figura 10. Escenario de un sismo de Mw 6.0 a 5 km de profundidad originado en el centro de la falla Tobosi. La traza de la falla según Araya et al. (2015) se muestra en color morado. La traza del modelo numérico se muestra en color rojo. Las líneas punteadas corresponden a la proyección de la falla del modelo a profundidad. La ubicación del epicentro se muestra en forma de círculos blancos sobre la falla y como una estrella roja en los gráficos de la distribución de desplazamiento y tiempo de ruptura en la parte inferior. Trazas negras corresponden a las carreteras principales y las blancas a los límites de provincias.

A finales del 2011 y principios del 2012 se presentó un enjambre sísmico en la región de Tobosi, al suroeste de Cartago. Moya (2013) realizó una serie de simulaciones estocásticas para determinar la aceleración máxima por un sismo de Mw 6.0 que ocurriera en la zona del enjambre. Sin embargo, aunque se consideraron los efectos de sitio de varias estaciones, dicha simulación utilizó el modelo de una fuente puntual y no tomó en cuenta el mecanismo focal del evento. Araya et al. (2015) asocian el enjambre con la falla Tobosi, la cual posee un movimiento de tipo sinistral con una componente normal. La longitud de esta se ha estimado en 12 km. Para efectos de este estudio, se utilizó una falla de dimensiones 12x10 km con el hipocentro ubicado a 5 km de profundidad en medio de la falla.

Para esta falla en particular, examinamos el impacto de un sismo de Mw 6.0 en la zona del sur de San José en una estación ubicada en la Clínica de Hatillo, código SHTH. Según el resultado de la Figura 10, la velocidad máxima en este escenario sería de 40 cm/s y en el sitio SHTH de 15 cm/s. La velocidad máxima de 40 cm/s se daría en la zona montañosa cerca Tarbaca, aunque un segundo máximo se presentaría también al sur de Cartago con valores que rondaría los 25 cm/s.

Turrúcares

La mayoría de los sismos de magnitud superior a 7.0 que afectan Costa Rica han sucedido en los bordes de placas. Este ha sido el caso del terremoto de Golfito de 1983 (Tajima y Kikuchi, 1995) y Nicoya 2012 (Protti et al., 2014) por la interacción de las placas Cocos y Caribe. El terremoto de Limón de 1991 ocurrió en la zona del Caribe (Goes et al., 1993), pero su origen está ligado al Cinturón Deformado del Norte de Panamá. Para que se produjera un sismo de Mw 7.0 en el centro del país, se necesitaría que la longitud de la falla causativa fuera de varias decenas de kilómetros de longitud (Leonard, 2010). Estos podrían ser el caso de la falla Pirrís-Pangolín-Frailes y Jarís al sur de San José, por citar un par.

Sin embargo, un evento de tal magnitud también podría ser posible por el rompimiento de la placa interna de Cocos, quizás de manera similar a lo sucedido con el terremoto de México del 19 de setiembre del 2017. Ese terremoto ocurrió a una profundidad de 57 km según el Servicio Sismológico Nacional de México (SSNM) y tuvo una magnitud de Mw 7.1. Consecuentemente, el movimiento produjo severos daños e incluso el colapso de varios edificios en la zona lacustre de la ciudad debido a los efectos de sitio y la resonancia de las estructuras (Celebi et al., 2018).

En Costa Rica, varios sismos intraplaca han sucedido a gran profundidad. Según la RSN, el 6 de marzo de 1992 un sismo de Mw 6.0 ocurrió 14 km al noroeste de Alajuela y a 85 km de profundidad. Según nuestros registros, otro evento de Mw 5.7 ocurrió en octubre del 2010 a 83 km de profundidad al noreste de Naranjo. Más recientemente, otro evento de Mw 5.8 ocurrió a 73 km de profundidad al noreste de Turrúcares de Alajuela en el 2011. Todos estos sismos fueron sentidos en una amplia zona del país ya que fueron de foco profundo.

En este estudio, se utilizó el mecanismo focal del sismo de Turrúcares del 2011 del GCMT y se asumió una falla de 50 km de longitud por 20 km de ancho con el fin de obtener un escenario para un sismo de Mw 7.0. La profundidad del evento se ha fijado en 75 km y el hipocentro se ha

colocado en el centro de la falla. Se llevaron a cabo 20 simulaciones y se escogió la número 14 basándose en la distribución de las amplitudes máximas en la zona central del país. El resultado de la simulación se muestra en la Figura 11. El impacto de un sismo de estas características abarcará una zona bastante amplia. En el Valle Central la amplitud media sería de unos 4 cm/s. Las zonas montañosas entre Orotina y Santiago de Puriscal experimentarían la mayor amplitud del movimiento con valores máximos de 6.5 cm/s. Sin embargo, las amplitudes en el sector montañoso deben verse con cuidado, pues tal y como se mostró en la simulación de la Figura 5, el modelo numérico tiende a sobreestimar los valores de amplitud en las montañas.

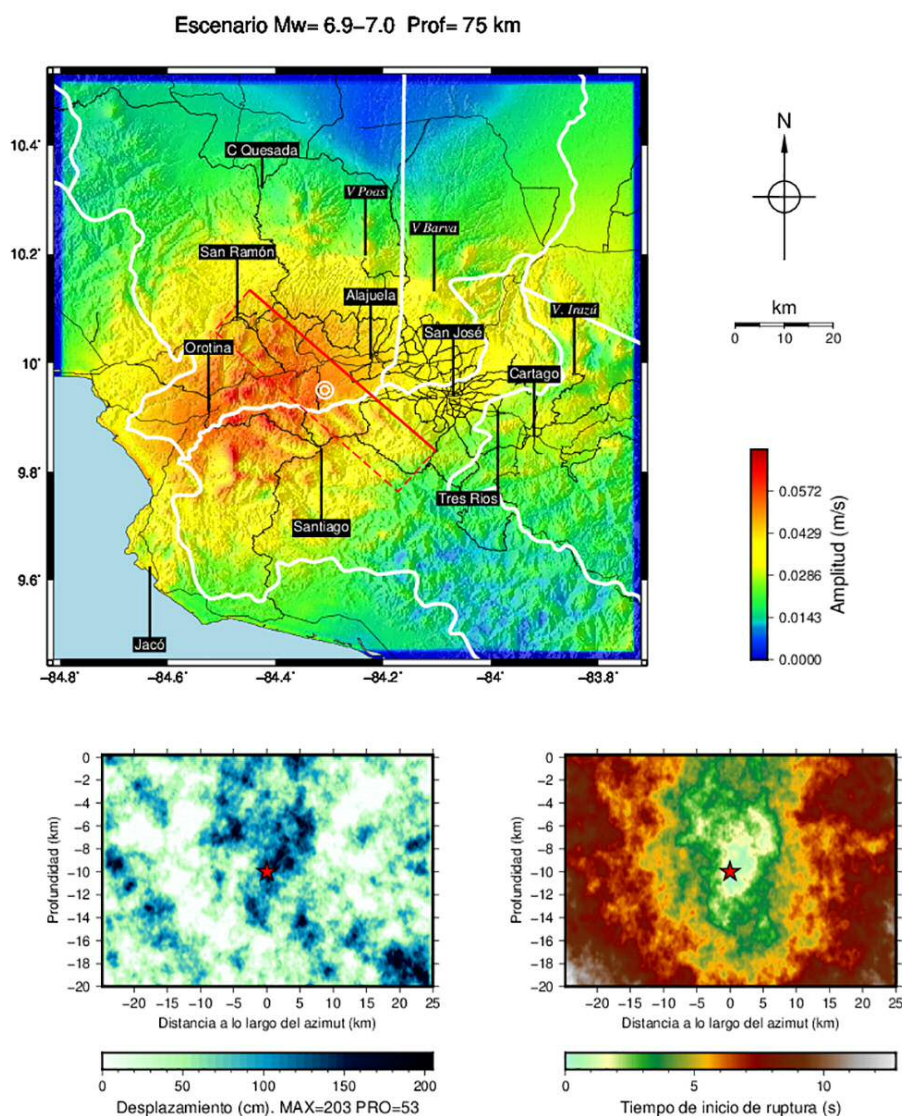


Figura 11. Escenario de un sismo de Mw 7.0 a 75 km de profundidad. La traza del modelo numérico se muestra en color rojo. Las líneas punteadas corresponden a la proyección de la falla del modelo a profundidad. La ubicación del epicentro se muestra en forma de círculos blancos sobre la falla y como una estrella roja en los gráficos de la distribución de desplazamiento y tiempo de ruptura en la parte inferior. Trazas negras corresponden a las carreteras principales y las blancas a los límites de provincias.

La concentración de los valores máximos entre San Ramón, Orotina, Santiago y Alajuela correlacionan muy bien con la ubicación de la aspereza en el centro de la falla (tal como se aprecia en la figura del desplazamiento en la parte inferior de la Figura 11). El valor máximo alcanza los 203 cm y el promedio 53 cm a nivel de la falla con un tiempo de ruptura de unos 13 s.

A modo de comparación, el terremoto de Nicoya de Mw 7.6 produjo valores de velocidad máximas de 3.2 cm/s en el rango de 0.1 a 0.5 Hz en la estación del Parque Metropolitano La Sabana (SSBN) ubicado a 190 km del epicentro. El sismo simulado produciría un máximo de 3.5 cm/s en el mismo lugar pero siendo cuatro veces menor y a 75 km de distancia. Aún así, los períodos largos que predominarían durante el movimiento podrían afectar edificios altos en la capital.

4. CONCLUSIONES

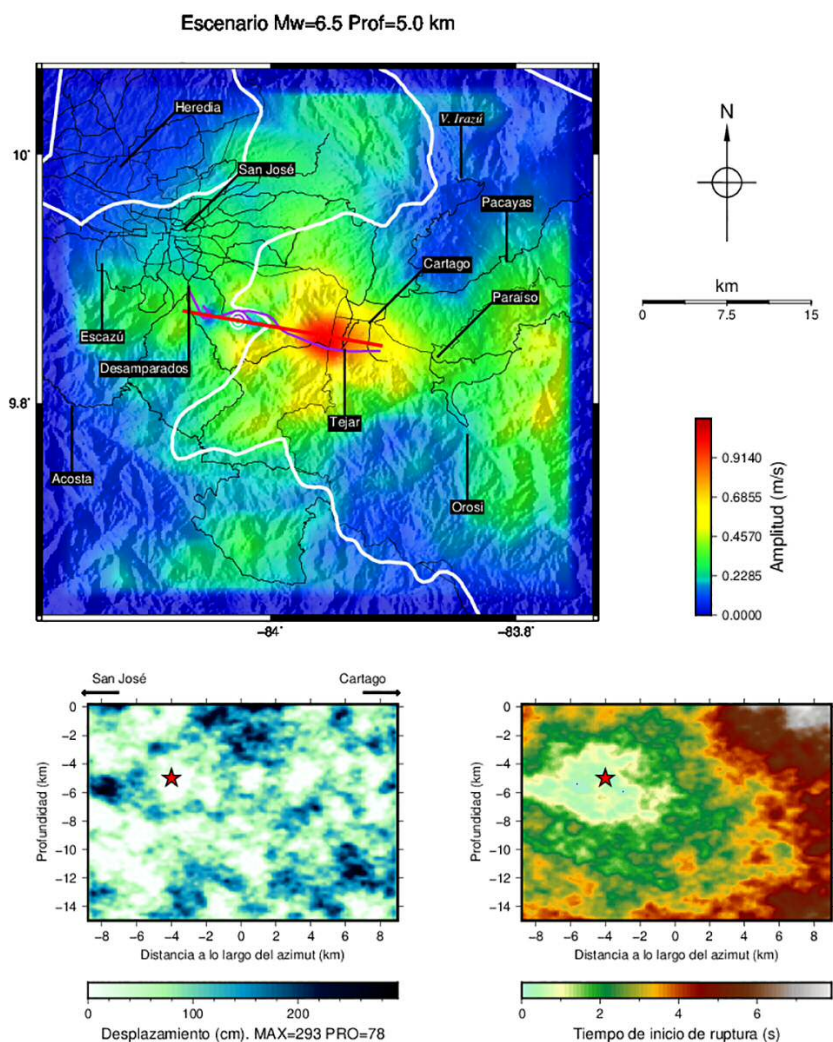


Figura 12. Escenario de un sismo sobre la falla Aguacaliente con epicentro al lado izquierdo de la misma. Las zonas más afectadas coinciden con la ubicación de una aspereza superficial cerca del Tejar de Cartago.

Los resultados de las simulaciones numéricas, usando un modelo simplificado de cuatro capas de velocidades para el centro del país, permite obtener resultados de modelaje aceptables para varios sismos de magnitud baja y moderada. Este modelo no toma en cuenta los estratos más superficiales y de baja velocidad que, en muchos casos, resultaría en valores de amplitud más grandes. Aún así, con esta información, se pueden simular eventos máximos según la longitud de las fallas y examinar la distribución de las velocidades en caso de terremoto. Por ejemplo, una eventual ruptura de la falla Aguacaliente de la manera que se ha simulado aquí, generaría una afectación importante en el valle de El Guarco, no así en la ciudad de San José y alrededores. Asimismo, la zona montañosa que bordea la ciudad también sería sacudida con fuerza, lo que podría generar deslizamientos en la región.

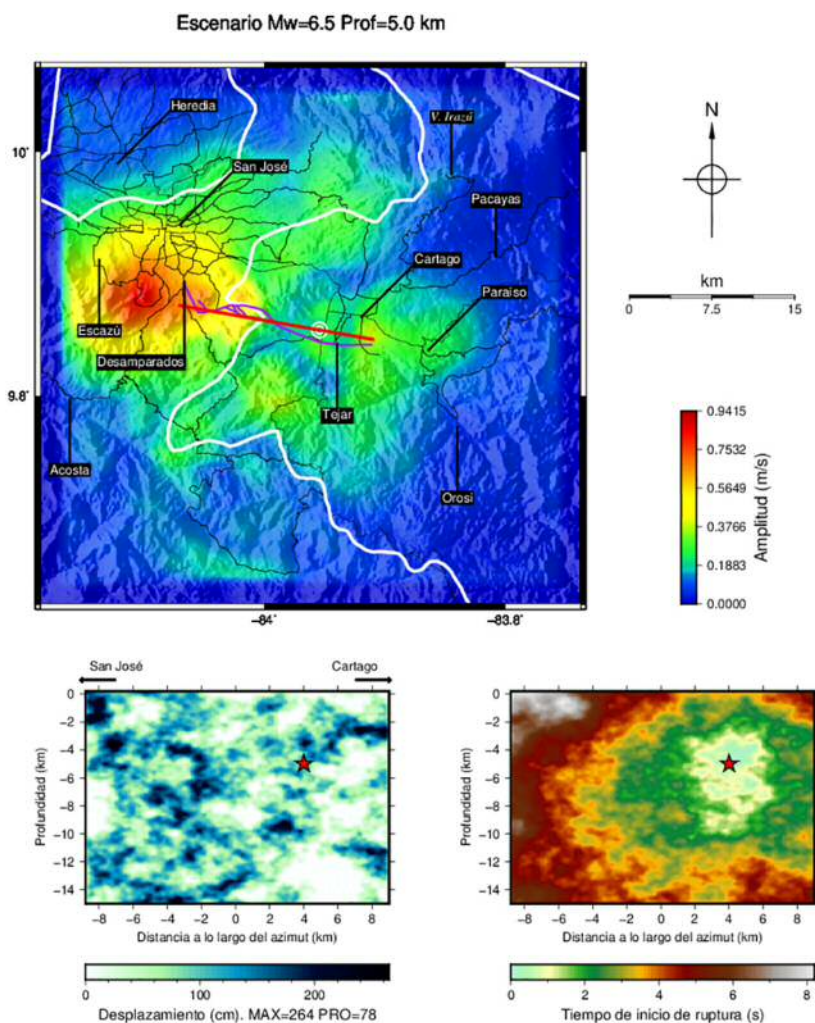


Figura 13. Escenario de un sismo sobre la falla Aguacaliente con epicentro al lado derecho de la misma. Las zonas más afectadas corresponden a las montañas entre Desamparados y Escazú.

Evidentemente, cada escenario simulado representa una solución de entre muchas posibilidades de terremoto. Según sea la ubicación del hipocentro y la distribución de las asperezas dentro de la falla, así será el impacto de las ondas sísmicas en la superficie. En el caso del escenario para un sismo en la falla Picagres con un hipocentro a 10 km de profundidad, se nota que se produce un efecto de

concentración de la energía sísmica en uno de los extremos de la falla al noroeste. Este, a su vez, genera un lóbulo de amplitudes intermedias que apuntan directamente hacia Alajuela. Este escenario podría guardar relación con lo sucedido en 1990 en esa ciudad. También, en el caso de un terremoto de Mw 6.0 en la falla de Tobosi, la región de mayor afectación serían las montañas de Tarbaca.

Los efectos de directividad se pueden simular ubicando el hipocentro en uno de los extremos de la falla. Estudiamos este efecto en la falla Aguacaliente, como se muestra en las Figuras 12 y 13. En la primera, el epicentro se ubica hacia la izquierda, por lo que la ruptura se propagaría en dirección hacia Cartago y produciría valores máximos de 114 cm/s. En la segunda, el epicentro se ubica al lado de Cartago y afectaría la zona montañosa entre Desamparados y Escazú al oeste.

En general, los resultados apuntan a que la topografía va a jugar un papel fundamental en la distribución de las velocidades máximas en caso de terremoto. Las zonas montañosas y de pendiente abrupta, muy probablemente, sufrirían deslizamientos, máxime si el sismo ocurriera en la época lluviosa cuando los suelos se encuentren saturados.

REFERENCIAS

- Alonso-Henar, J., Montero, W., Martínez-Díaz, J. J., Álvarez-Gómez, J. A., Insua-Arévalo, J. M., y Rojas, W. (2013). The Aguacaliente Fault, source of the Cartago 1910 destructive earthquake (Costa Rica). *Terra Nova*, 25(5), 368-373.
- Araya, C. Linkimer, L., Montero, W. y Rojas, W. (2015). The Tobosi Fault: source of the 2011-2012 Tobosi earthquake swarm in central Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 53, 89-102.
- Barquero, R. (2009). El Terremoto de Cinchona del 8 de enero de 2009. Reporte Técnico. San José: Universidad de Costa Rica, RSN:UCR-ICE. http://iisee.kenken.go.jp/special/20090108costa_rica/TERR_CINCHONA5.pdf.
- Barquero, R. y Rojas, W. (2010). Resumen de la actividad sísmica en Costa Rica durante el año 2009. *Revista Geológica de América Central*, 42, 127-134.
- Celebi, M., Sahakian, V., Melgar, D. y Quintanar, L. (2018). The 19 September 2017 M 7.1 Puebla-Morelos Earthquake: Spectral Ratios Confirm Mexico City Zoning. *Bulletin of the Seismological Society of America*, doi: <https://doi.org/10.1785/0120180100>.
- Denyer, P., Montero, W., y Alvarado, G. (2003). *Atlas Tectónico de Costa Rica*. Editorial Universidad de Costa Rica.
- Fernández, M. y Montero, W. (2002). Fallamiento y sismicidad del área entre Cartago y San José, valle Central de Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 26, 25-37.
- Goes, S., A. Velasco, S. Schartz y T. Lay (1993). The April 22, 1991, Valle de la Estrella, Costa Rica (Mw = 7.7) Earthquake and its tectonic implications: A broadband seismic study. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B5), 8127-8142.
- Leonard, M. (2010). Earthquake fault scaling: Relating rupture length, width, average displacement, and moment release, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100(5), 1971-1988.
- Maechling, P. J., Silva, F., Callaghan, S., y Jordan, T. H. (2015). SCEC Broadband Platform: System Architecture and Software Implementation. *Seismological Research Letters*, 86(1) doi: 10.1785/0220140125.
- Montero, W. y Miyamura, S. (1981). Distribución de intensidades y estimación de los parámetros focales de los terremotos de Cartago de 1910, *Revista Instituto Geográfico Nacional*, 9-34.

- Montero, W., Soto, G., Alvarado, E. y Rojas, W. (2010). División del deslizamiento tectónico y transtensión en el macizo del volcán Poás (Costa Rica), basado en estudios neotectónicos y de sismicidad histórica. *Revista Geológica de América Central*, 43, 13-36.
- Montero, W. y Rojas, W., (2014). Las fallas Purires y Picagres, y su relación con la secuencia sísmica del Puriscal de 1990. *Revista Geológica de América Central*, 50, 39-69.
- Moya, A. (2013). Simulación estocástica de aceleraciones máximas para un terremoto entre Cartago y San José. *Revista Ingeniería*, 22, 61-73.
- Moya, A. (2018). Sistema de monitoreo acelerográfico del Laboratorio de Ingeniería Sísmica. *Revista Ingeniería*, 28,(1), 96-114.
- Petersson, N.A. y Sjögreen, B. (2014), SW4 v1.1 [software], Computational Infrastructure for Geodynamics, doi: 10.5281/zenodo.571844, url: <https://geodynamics.org/cig/software/sw4/>
- Protti, M., González, V., Newman, A. V., Dixon, T. H., Schwartz, S. Y., Marshall, J. S., Feng, L., Walter, J., Malservisi, S. y Owen, S. E. (2014). Nicoya Earthquake Rupture Anticipated By Geodetic Measurements Of The Locked Plate Interface. *Nature Geoscience*, 7, 117-121.
- Quesada, A. y Barrantes, G. (2016). Procesos de ladera cosísmicos del terremoto de Cinchona (Costa Rica) del 8 de enero de 2009 (Ms= 6,2). *Cuadernos de Geografía: Revista Colombiana de Geografía*, 25(1), 217-232.
- Ramírez, R. y Brenes, W. (1994). Registro de aceleraciones, terremoto del 22 de diciembre de 1990, Valle Central, Costa Rica. *Informe interno, Laboratorio de Ingeniería Sísmica, UCR*, 42.
- Somerville, P., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, y A. Kowada (1999). Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seismological Research Letters*, 70, 59–80.
- Stirling, M., D. Rhoades y K. Berryman (2002). Comparison of earthquake scaling relations derived from data of the instrumental and preinstrumental era, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(2), 812–830.
- Tajima, F. y Kikuchi, M. (1995). Tectonic implications of the seismic ruptures associated with the 1983 and 1991 Costa Rica earthquakes. Geologic and tectonic development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America. *Geological Society of America. Special Paper*, 295, 327–340.
- Wells, D. y Coppersmith, K., (1994). New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(4), 974-1002.