ACTUALIZACIÓN: INFORME TÉCNICO: SISMO DE 7.0 FRENTE A COSTAS DE USULUTÁN
24 DE NOVIEMBRE DE 2016, 12:43:48 PM HORA LOCAL

Fecha y hora de emisión: 06 de diciembre 2016, 3:00p m.

Generalidades

El Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales (MARN) actualiza la información sobre actividad sísmica frente a las costas de El Salvador, suscitada a raíz del sismo registrado el pasado jueves 24 de noviembre de 2016. La Red Sísmica Nacional de El Salvador registró a las 12:43 p.m. del 24 de noviembre, un sismo fuerte frente a las costas de Usulután, el cual fue calculado inicialmente con una magnitud de 7.2, una profundidad focal de 33 km y una intensidad instrumental máxima de V en la escala de Mercalli Modificada, en Usulután.

No obstante, al recopilar mayor información de señales sísmicas y utilizando metodologías de cálculo más orientadas al mecanismo de ruptura de la falla, se determina que la magnitud fue de 7.0, profundidad focal de 11.5 km y una intensidad instrumental máxima de IV en Usulután. El mapa de intensidad instrumental fue mejorado, utilizando tanto, un modelo de predicción de movimiento fuerte (GMPE) adecuado al tipo de fuente sísmica (en este caso un evento tipo *Outer-Rise*); como la consideración del análisis del ajuste de variabilidad inter-evento, el cual permite amortiguar las incertidumbres iniciales respecto al uso de un adecuado modelo de predicción (GMPE) y una estimación correcta de la magnitud del sismo.

A partir del evento principal, hasta las 9:00 a.m. del día de 01 de diciembre de 2016, se registraron un total de 76 réplicas siendo la de mayor magnitud 5.0. De estas réplicas, 11 fueron reportadas como sentidas por la población, con una intensidad máxima de III en la ciudad de Usulután. El último sismo sentido ocurrió a las 04:38 p.m. del día domingo 27 de noviembre, su magnitud fue de 4.4 y su intensidad de II en Usulután. Hasta la hora de emisión de este informe, el último sismo registrado, no sentido, ocurrió a las 03:30 a.m. del día jueves 1 de diciembre.

En la figura 1 se muestra un mapa con la localización del sismo principal de (M 7.0) y sus respectivas 11 réplicas reportadas como sentidas. Asimismo, se presentan los mecanismos focales de dos réplicas y la del sismo principal, Se puede apreciar, que los mecanismos de las réplicas presentan un componente Normal predominante, similar que la del sismo principal. Dados los parámetros del sismo, se estima que el área epicentral podría abarcar aproximadamente 1000 km^2.

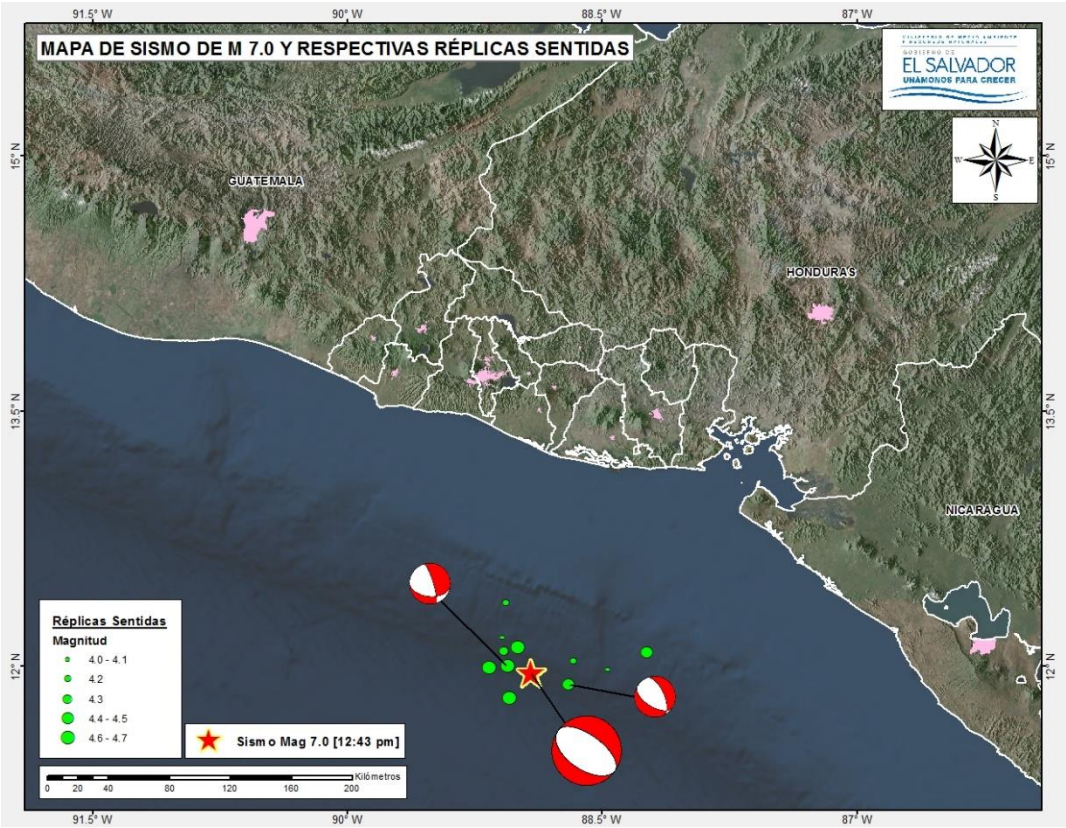


Figura 1 Mapa de sismos localizados y sismo Principal de M 7.0, frente a costas de Usulután.

Por la magnitud del sismo (M7.2), proporcionada por el MARN durante los primeros minutos después de ocurrido el evento, el Sistema Nacional de Protección Civil emitió una alerta de Tsunami, ya que se estimó un incremento en la altura del oleaje con énfasis en la zona de Jiquilisco, Puerto El Triunfo, San Dionisio y Jucuarán, en el departamento de Usulután. Esta alerta fue cancelada tres horas después, con base principalmente en los registros mareográficos del MARN. Sin embargo, se recomendó a la población movilizarse lejos de la zona costera

Registro Acelerográfico

En la figura 2 se muestra el registro sismográfico de la estación sismográfica instalada en el Cerro El Pacayal, ubicada aproximadamente a 180 km del área epicentral. Este sismógrafo posee un factor de amplificación más elevado, permitiendo observar la saturación de la señal en los primeros segundos de registro el evento. Lo anterior, dificulta en la estimación de la exacta duración del evento. Sin embargo, permite apreciar el número de réplicas posteriores al sismo principal.

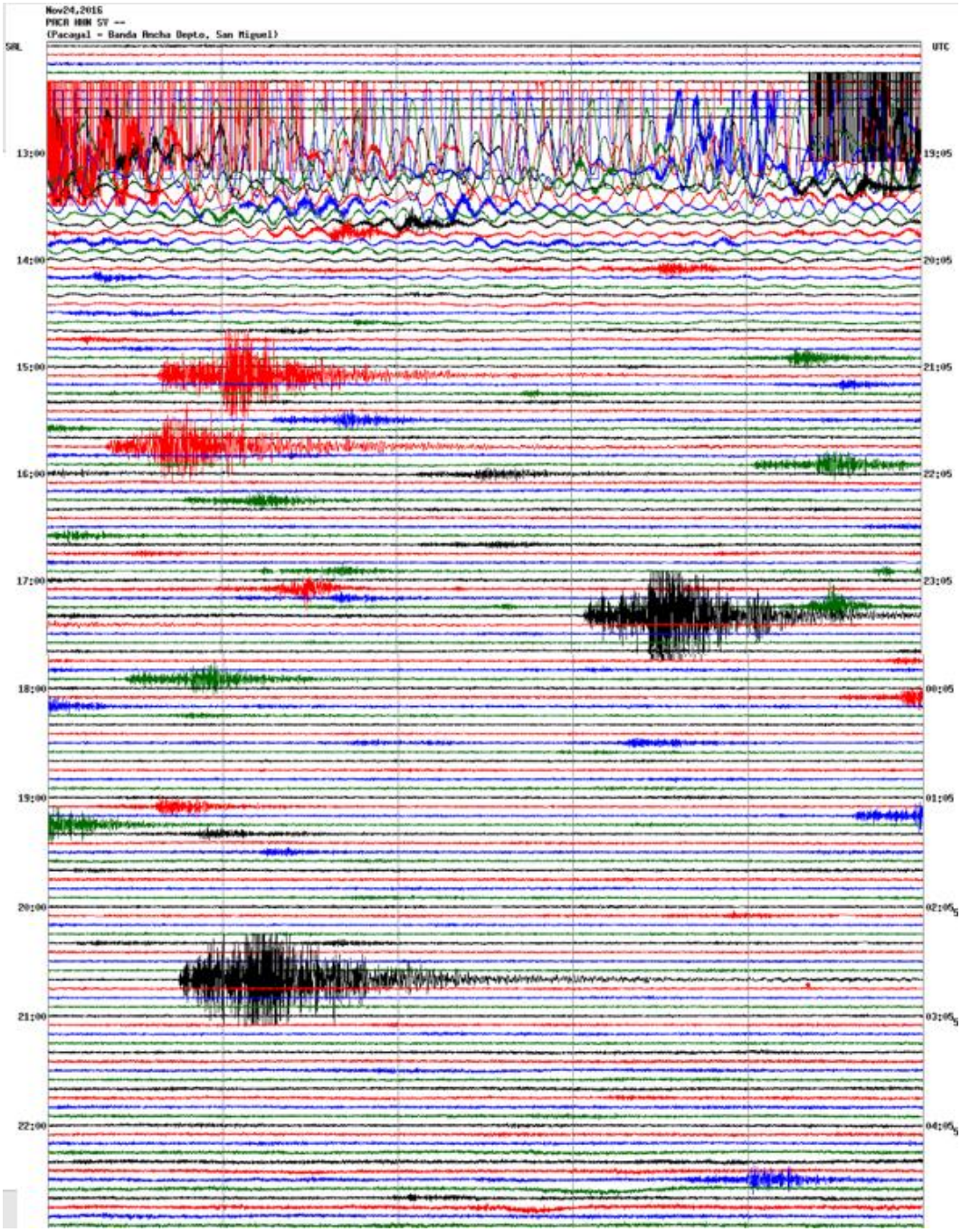


Figura 2 Registro sismográfico en estación sísmica Pacayal (PACA), ubicada aproximadamente a 180 km del área epicentral

Asimismo, en la figura 3 se muestra el registro del sismo extraído de la estación acelerográfica instalada dentro del Campus de la Universidad de San Vicente (UESV) y ubicada aproximadamente a 190 km del área epicentral. Como se puede observar, esta estación al ser un acelerógrafo posee un factor de amplificación muy bajo, apreciándose muy bien la duración tanto de la parte intensa del sismo, como su duración total. Sin embargo, dada la baja amplificación del equipo, no se pueden apreciar las réplicas.

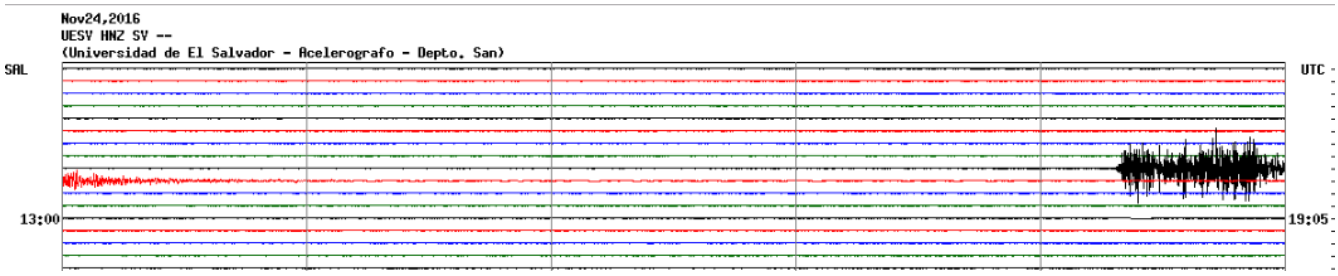


Figura 3 Registro sismográfico en estación acelerográfica de la Universidad de San Vicente (UESV), ubicada aproximadamente a 190 km del área epicentral

Posible Amenaza por Tsunami

De acuerdo a los procedimientos de monitoreo por tsunamis del MARN, al observarse una magnitud del sismo superior a 6.5 y una profundidad focal menor a los 50 km; se activa el protocolo por tsunamis dentro del Observatorio Ambiental.

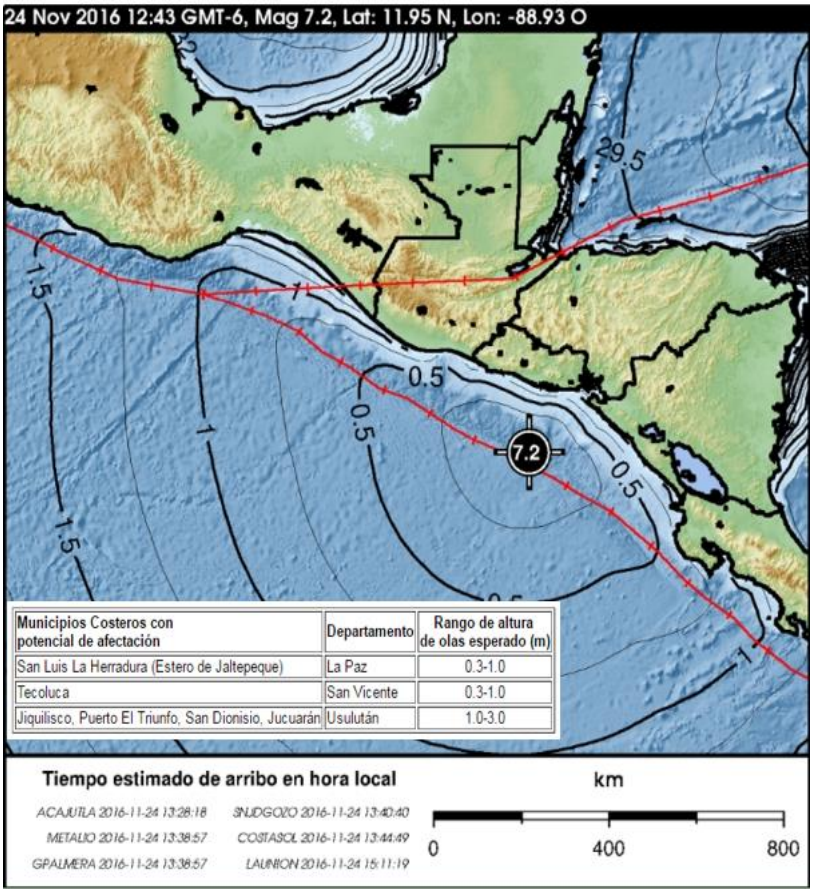


Figura 4. Tiempos de arribo y alturas estimadas para ciertas zonas costeras de El Salvador

Por lo que en un primer momento se envió un informe especial No.1, anunciando que con base en las características del sismo y a la información emitida por el Centro de Alerta de Tsunamis del Océano Pacífico (PTWC por sus siglas en inglés), el MARN estimaba que existía una amenaza de tsunami para la costa de El Salvador.

Asimismo, se estimó una posible variación de la altura del nivel del mar aproximadamente a partir de las **1:28 p.m.**, en las comunidades costeras de los municipios que se listan en la figura 4.

Entre los posibles impactos emitidos fueron: a) Un tsunami de 30 cm a 1 m de altura puede generar fuertes e inusuales corrientes oceánicas, e inundaciones de menor consideración en playas, esteros y bahías, zonas de puertos y muelles,

b) El arribo de las olas será observado cercano al ascenso de la marea, lo cual puede incrementar el grado de afectación de la zona costera.

Durante la emergencia, se utilizaron los productos gráficos del PTWC para corroborar las alturas estimadas de ola que podrían llegar a las costas salvadoreñas. Estas estimaciones tuvieron una buena correspondencia con las alturas estimadas por la aplicación del MARN, la cual contiene ya una base de datos pre-calculada para sismos de acuerdo a su magnitud y ubicación. En la figura 5, se muestra el producto gráfico emitido por el PTWC, el cual en dicha estimación se utilizó una magnitud de 6.99 y una profundidad de 16 km.

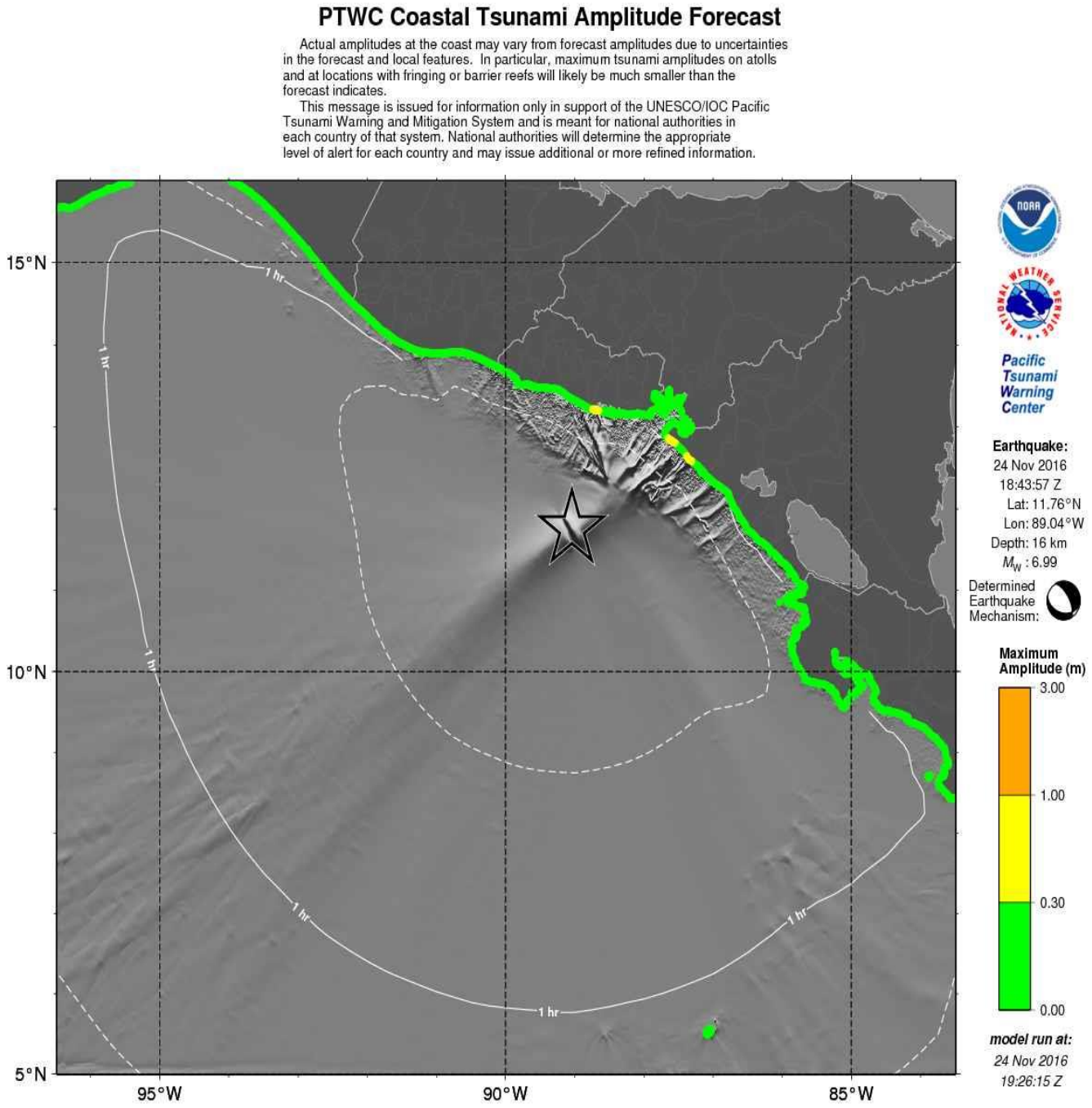


Figura 5. Producto gráfico de estimación de altura de ola por tsunami de sismo con magnitud 7.2

Adicionalmente, durante la alerta de tsunamis se venían obteniendo los registros de los mareógrafos de La Libertad y Acajutla, pertenecientes al MARN; y además se obtuvo la información de una boya (DART 32411) ubicada en aguas profundas, al Oeste de Panamá, a unos 1200 km de la Costa Salvadoreña.

Cabe mencionar, que en el mareógrafo de Acajutla se observó un cambio de 4cm sobre el nivel normal del mar, y en dicha boya se registró un cambio de 6cm. A continuación, en las figuras 6 y 7 se presenta la información suministrada.

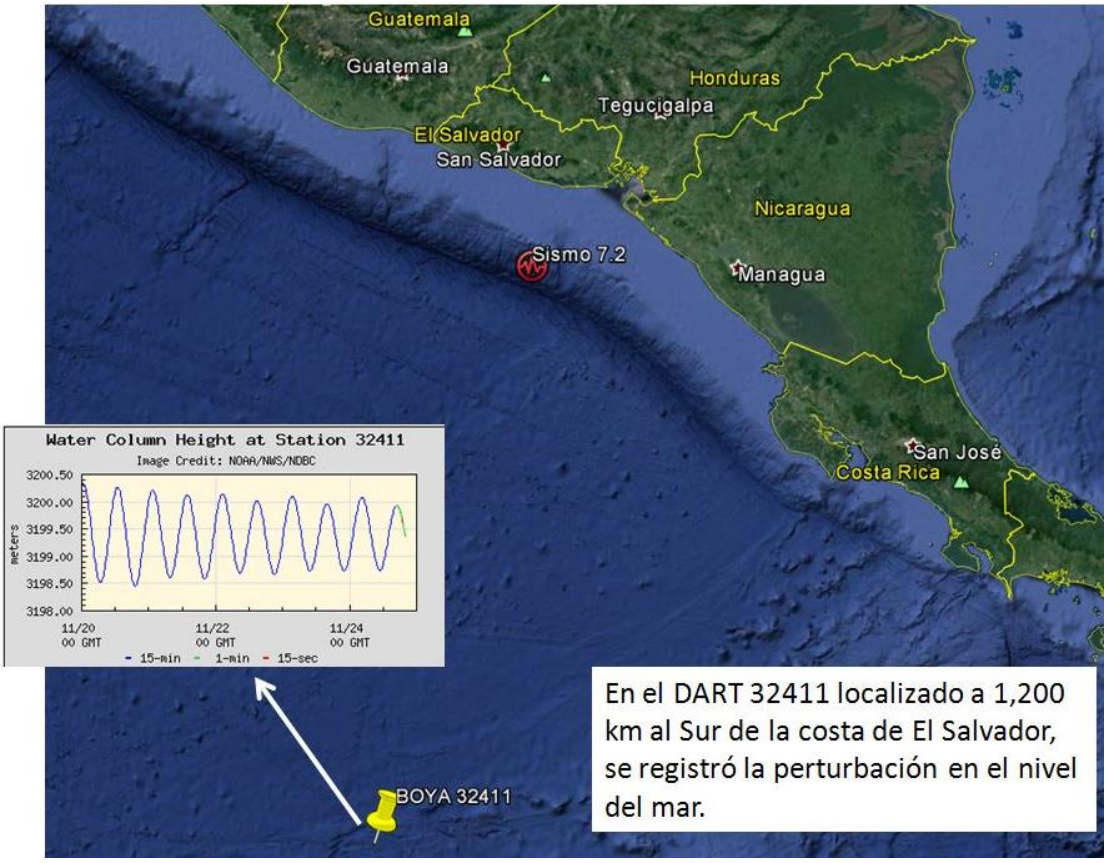
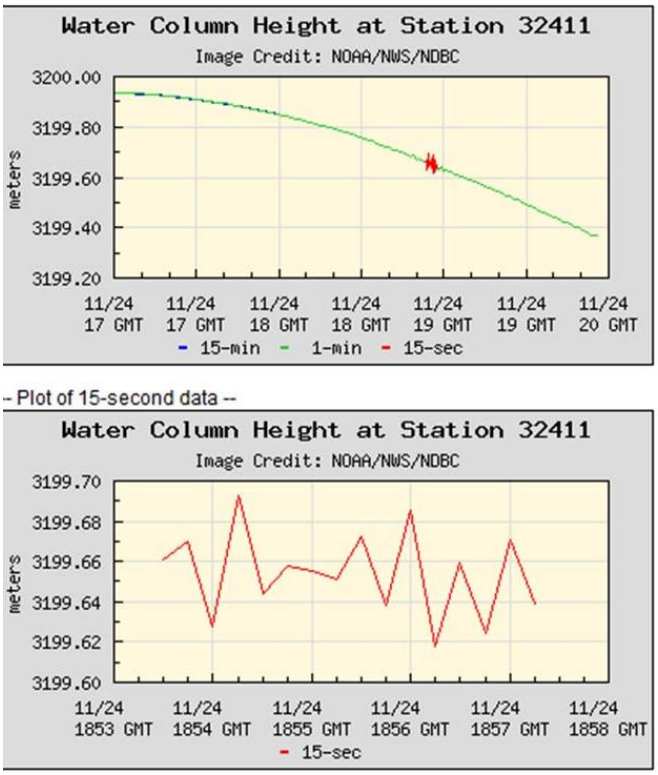


Figura 6. Ubicación de boya DART 32411 que registró una perturbación en el mar, tras sismo de 7.2



A las 12:43 (18:43 GMT) un sismo de magnitud 7.2 y profundidad 33 km generó una perturbación en el nivel del mar que se registró en el DART 32411 a las 12:54 (18:54 GMT) con altura, diferencia de valle a cresta, de 6 cm.

El DART 32411 está localizado en una profundidad de 3,199 m.

A las 12:56 (18:56 GMT) se registro otra variación en el nivel del mar de 6 cm.

Figura 7. Resultados de perturbación en el registro mareográfico de la boya DART 32411

SISMO DE 7.0 FRENTE A COSTAS DE USULUTÁN
24 DE NOVIEMBRE DE 2016, 12:43:48 PM

Fecha local	Fecha UTC	Hora local	Hora UTC	Magnitud	Profundidad (km)	Latitud N (°)	Longitud O (°)
24-noviembre-2016	24-noviembre-2016	12:43:48	18:43:48	7.0	11.5	11.96	-88.92

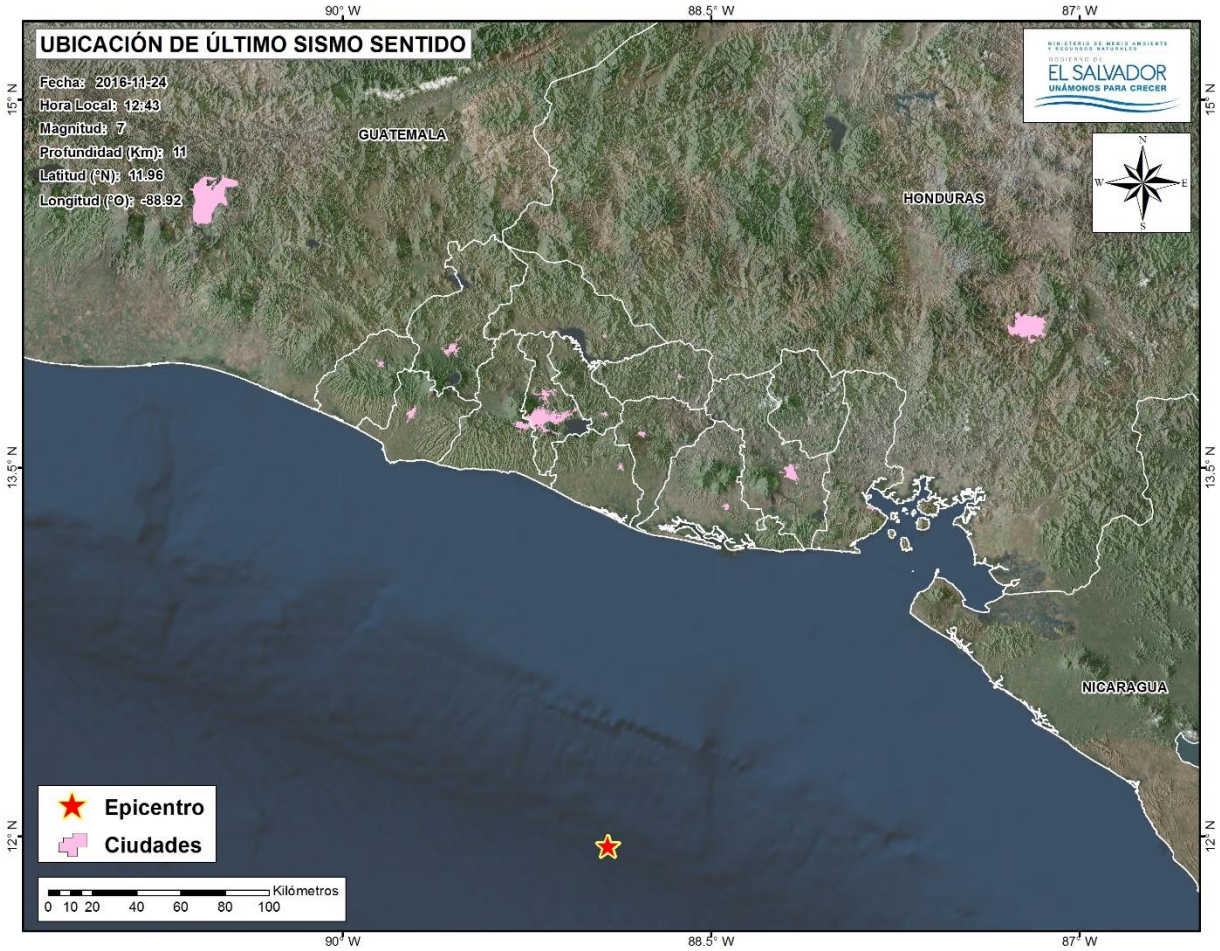


Figura 8 - Mapa de ubicación de epicentro del sismo principal, a escala (1:200,000)

Ciudades Principales
161 km al SSO de USULUTAN
171 km al S de ZACATECOLUCA
186 km al SSO de SAN MIGUEL
194 km al S de SAN SALVADOR
239 km al SSE de AHUACHAPAN

Poblados
150 km al S de PUERTO EL TRIUNFO
153 km al S de SAN LUIS DE LA HERRADURA
154 km al SSO de SAN DIONISIO
155 km al S de JIQUILISCO
160 km al SSO de JUCUARAN

Tabla 1. Distancias y rumbos entre epicentro y localidades cercanas

Descripción del sismo

El sismo del 24 de noviembre del año 2016, con magnitud de 7.0 y profundidad focal de 11.5 km, se ubicó aproximadamente a 163 km de las costas salvadoreñas. De manera general, este sismo ocurrió como resultado de la subducción de la Placa de Cocos bajo la Placa del Caribe. Es importante destacar, que el epicentro del sismo principal se ubica muy próximo al límite de la Trinchera o fosa oceánica, así como también sus posteriores réplicas, las cuales algunas se ubican cerca y en las afueras de la misma (Ver figuras 1 y 8). Debido a lo anterior, este sismo se clasifica como de tipo Exterior Emergente, en inglés “Outer-Rise”. (ver figura 9)

Estos tipos de sismos suelen ocurrir muy cerca de la trinchera de subducción hacia el sur de la costa centroamericana. El origen de estos sismos obedece especialmente a la deformación que sufre la Placa de Cocos al tratar de sumergirse debajo de la placa continental del Caribe; haciendo que la placa de Cocos sobrelleve un proceso de flexión, llamado en inglés “bending”.

En este tipo de sismos es muy común obtener un mecanismo de falla Normal, con profundidades menores a los 50 km; es decir, que el lecho oceánico en vez de levantarse, éste se sumerge. Al realizar el análisis del Centroide del Tensor del Momento Sísmico, se obtiene un mecanismo de Falla Normal, lo cual corresponde al mecanismo típico obtenido para este tipo de sismo Exterior Emergente. Lo anterior es validado aún más con los mecanismos de falla normales obtenidos para las réplicas consecuentes.

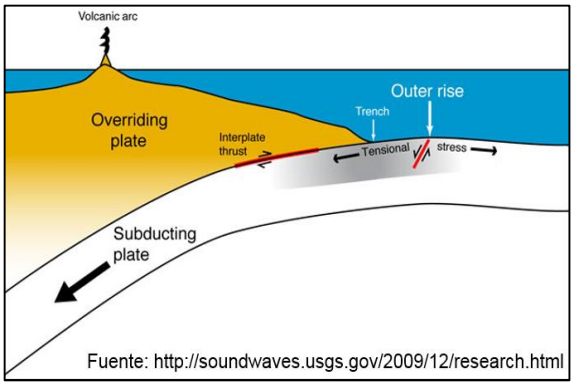


Figura 9. Esquema de sismos Exteriores Emergentes (Outer-Rise)

Si bien esta zona, difiere en sus mecanismos focales con el de tipos de sismos de Subducción Interfase (Falla Inversa predominante); suele presentar un potencial tsunamigénico considerable; como lo demuestran otras regiones del mundo con similar régimen tectónico. Por ejemplo, los sismos de Japón 1993 (M8.6), Indonesia 1977 (M8.3), Samoa 2009 (M8.1) y Centroamérica 1907 (M7.2).

Aunado a esto, de acuerdo al estudio de simulaciones de Tsunamis, realizado por la Universidad Española de Cantabria, se pone de manifiesto la importancia de este tipo de sismos *Outer-Rise* en la generación de eventos tsunamigénicos (Ver figura 10). Por tal motivo, en las primeras horas de sucedido el evento, dada los parámetros de magnitud y localización, el MARN emitió una alerta de tsunami para las costas salvadoreñas, la cual fue acompañada por las organizaciones internacionales como el PTWC y el USGS.

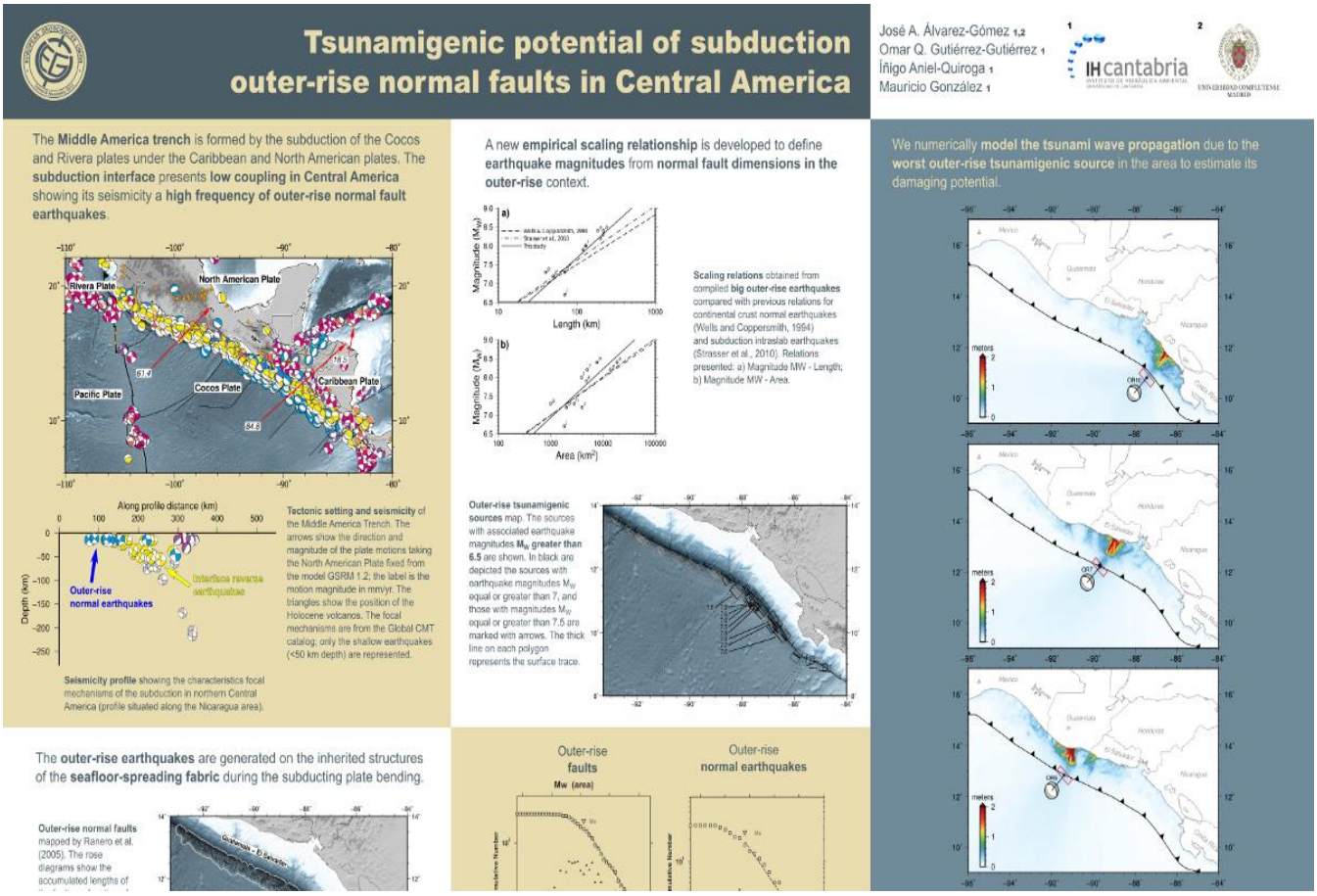


Figura 10. Poster de estudio de Universidad de Cantabria, mostrando simulaciones de tsunamis para eventos de tipo Outer-Rise

Aspectos técnicos

Mapa de aceleraciones máximas del terreno

De acuerdo con los modelos de predicción del movimiento fuerte (GMPEs), la intensidad del movimiento disminuye a medida aumenta la distancia, debido a la capacidad del terreno de amortiguar las ondas sísmicas a medida se aleja del área. Sin embargo, en ocasiones ésta esperada atenuación uniforme se ve afectada por amplificaciones del terreno, específicamente en lugares donde se concentran suelos poco consolidados. Esta condición es muy común dentro del territorio salvadoreño, el cual se compone mayoritariamente por depósitos piroclásticos y volcánicos asociados.

En las figuras 11, 12 y 13 se muestran los mapas de aceleración máxima estimada del terreno (PGA máximo), para el evento sísmico en cuestión. Se muestra los resultados a nivel nacional y de manera específica para las zonas oriental y paracentral del país. Dichos mapas han sido generados mediante el programa *ShakeMap V3.5*, desarrollado por el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS, sus siglas en inglés).

El PGA máximo registrado en territorio alcanzó un máximo de 60.1 gales, específicamente en la zona ubicada al suroeste de la Presa 15 de septiembre. Cabe mencionar, que la PGA registrada instrumentalmente fue en la estación acelerográfica ubicada en el vertedero de dicha Central Hidroeléctrica, con un valor de 47 gales en la componente Este-Oeste. Esta estación se encuentra alejada a 50 km de la costa

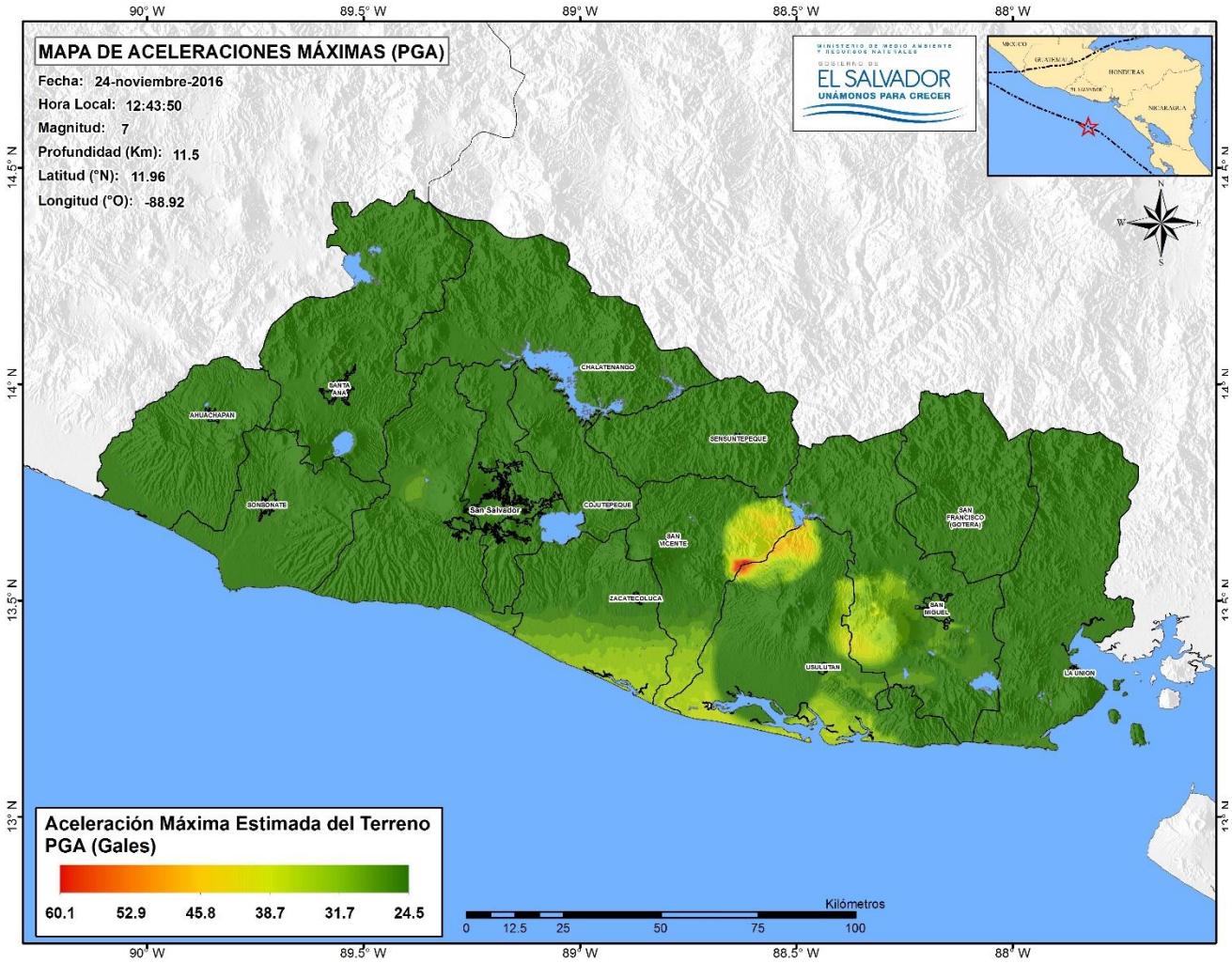


Figura 11 - Mapa de aceleraciones máximas estimadas del terreno (PGA) a escala nacional (1:1,150,000)

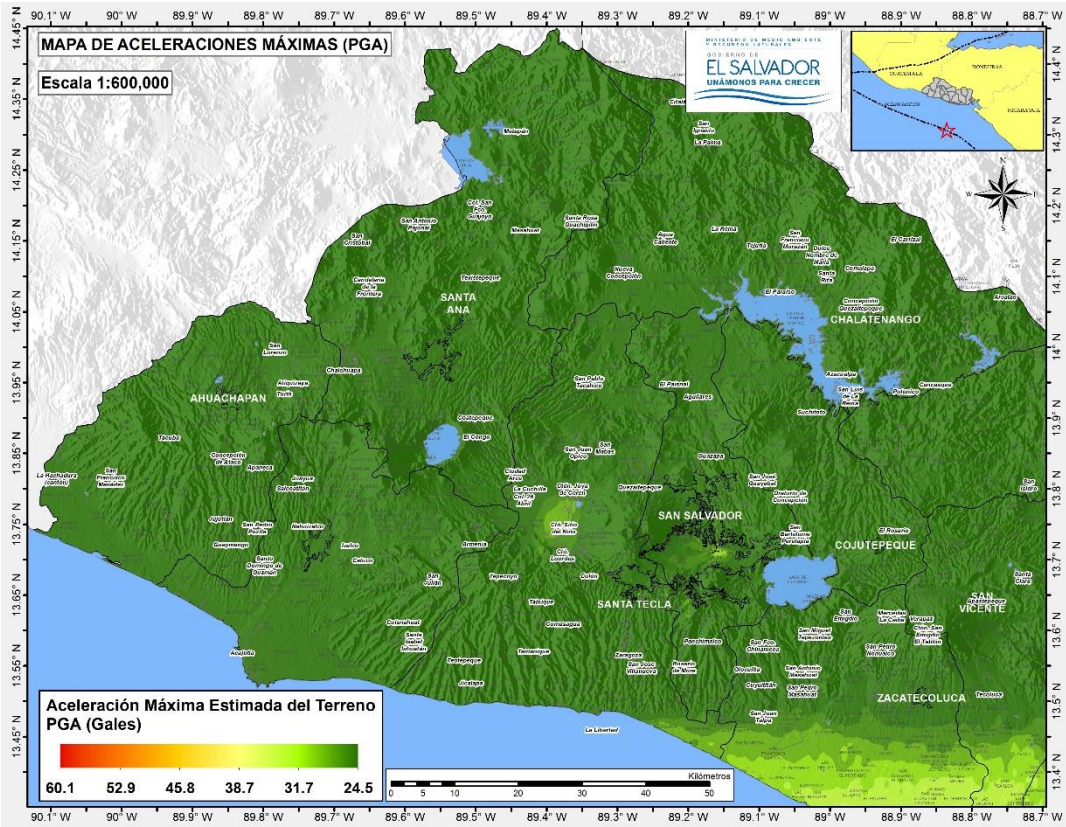


Figura 12 - Mapa de Intensidad Instrumental en zona paracentral, a escala (1:600,000)

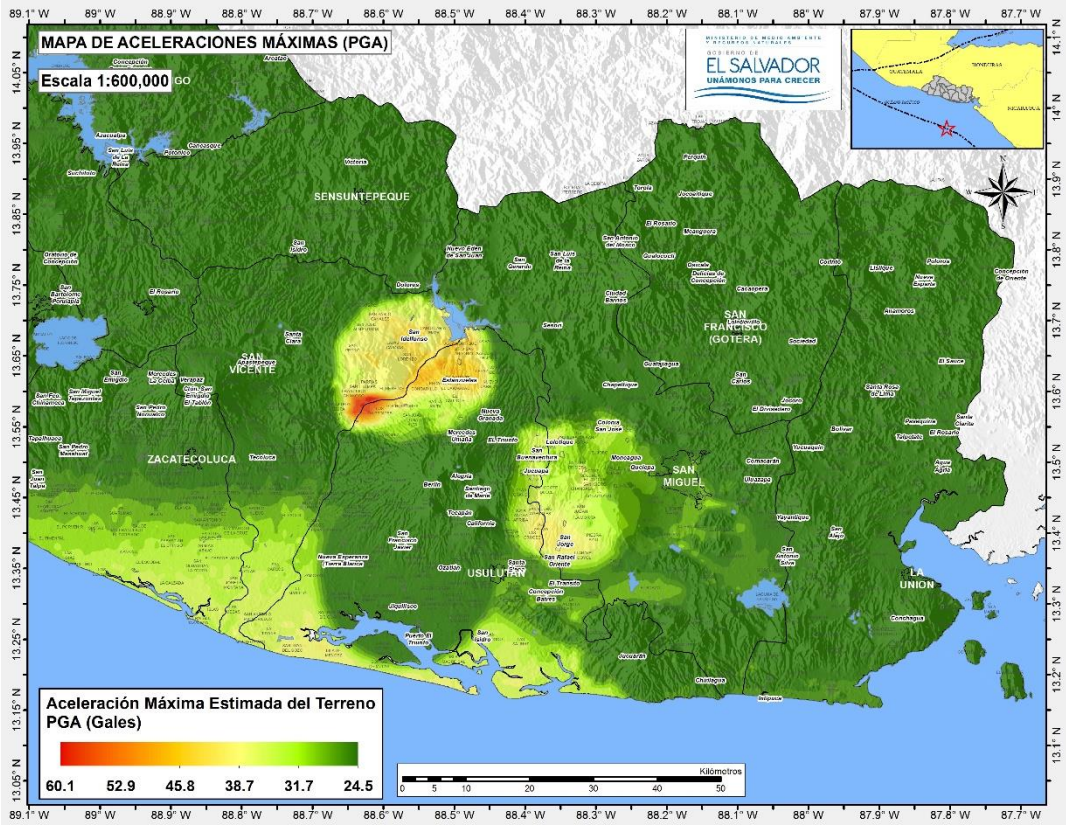


Figura 13 - Mapa de Intensidad Instrumental en zona oriental, a escala (1:600,000)

Mapa de intensidad instrumental

En las figuras 14, 15, 16 y 17 se presentan los mapas de intensidad instrumental, los cuales muestran gráficamente el movimiento del terreno y los posibles efectos causados por este sismo, en términos de niveles de intensidad sísmica instrumental, utilizando de base la escala de Mercalli Modificada.

Estas intensidades fueron calculadas automáticamente, a partir de la combinación de las velocidades y aceleraciones registradas en las estaciones sismológicas que transmiten datos en tiempo real. De la misma manera, se utilizó información sobre condiciones locales del suelo y modelos de predicción de movimiento fuerte que consideran la atenuación de la energía sísmica. *(Wald et. al, 2006)* Para la ejecución del programa se consideró una malla equiespaciada a 0.01° en longitud y latitud (aproximadamente 1 km de resolución).

Como se mencionó anteriormente, este mapa fue mejorado tomando en cuenta un adecuado Modelo de Predicción (GMPE's) según la fuente sísmica del evento en cuestión (Outer Rise). El modelo utilizado fue el de **Zhao et al (2006) Cortical**. Asimismo, se consideró el **ajuste de la variabilidad inter-evento**, el cual es un proceso que ayuda a realizar ajustes de manera iterativa de la magnitud del sismo, mediante el cálculo de un factor llamado (BIAS) para cada parámetro de movimiento fuerte (Intensidad y PGA), obtenido mediante un proceso de minimización de la diferencia entre los valores observados con los predichos por los GMPE, en la misma ubicación de la estación.

Cabe mencionar, que se mantuvo un Radio de Influencia (**ROI**) de las estaciones sísmicas de 10 km y un valor de decaimiento de 0.5 km. A falta de poseer valores de intensidad macrosísmica, obtenidas mediante la percepción de las personas; se utilizaron modelos de Predicción de Intensidades (IPE's) y de conversión entre GMPE's e IPE's (llamados GMICE's), previamente establecidos en el programa Shakemap V3.5.

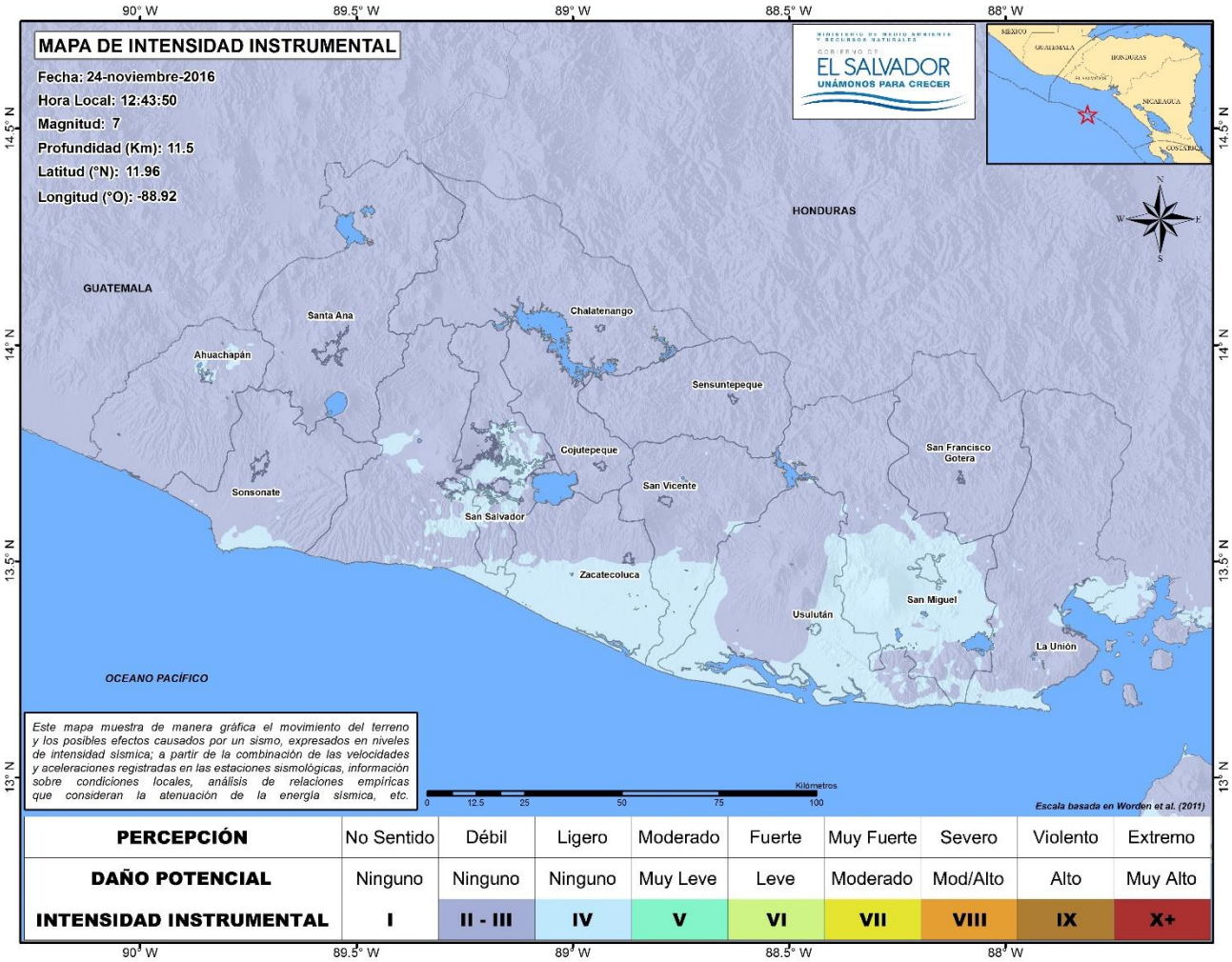


Figura 14 - Mapa de intensidad instrumental a escala nacional (1:1,150,000)

Estos modelos han sido evaluados principalmente para la región de California, y se fundamentan en la relación de aproximadamente 200,000 observaciones de Intensidades (proporcionadas por la población de California, mediante el sistema Did You Feel It? (DYFI) del USGS), con un número comparable de valores de PGA y PGV, obtenidos para una muestra de sismos en la zona. Los modelos son el [IPE-TA12] y [GMICE-WGRW11]. Es importante dejar claro que, 1) los modelos dependen de la región y contexto geológico, y que 2) no se han desarrollado modelos de GMICE's e IPE's para Centro y Suramérica, por lo que se usan los modelos descritos.

En los mapas de intensidad instrumental, se puede observar, que las intensidades en el territorio oscilan predominantemente entre **III y IV**. Asimismo, se destacan que en las zonas más próximas a la costa (planicie costera de Usulután, San Vicente y La Paz), en la zona de la ciudad de San Miguel y en las zonas de San Salvador y Santa Tecla, se alcanzan las mayores intensidades(IV). Lo anterior, se debe a que son en éstas zonas con pendientes muy leves, donde se llegan a amplificar mayor las ondas sísmicas, haciendo el factor de efecto de sitio muy significativo en el cálculo de estas intensidades.

Es importante mencionar, que el efecto de sitio no sólo se consideró utilizando la estimación del valor de la velocidad de corte a los 30 metros superiores del subsuelo (Vs30) asociada a la topografía del terreno (como se tiene por default en el programa), sino que, en esta ocasión, se utilizó la metodología híbrida #1 propuesta por Wald et al. (2012) en su trabajo *"Developing Vs30 Site-Condition Maps by Combining Observations with Geologic and Topographic Constraints*".

Esta metodología considera el valor de amplificación del terreno en función tanto aspectos topográficos como geológicos del terreno. Esta estrategia híbrida consiste en tomar de base el mapa de Vs30 a partir de la topografía y multiplicársele un valor residual que se determinará utilizando datos promedios de la Vs30 en las unidades geológicas identificadas. En este caso, ya que no se tienen mediciones específicas de Vs30 para unidades geológicas en el país, se utilizarán valores dentro de los límites proporcionados por la NERPH para los tipos de suelo de acuerdo al mapa geológico simplificado. Este mapa geológico simplificado fue elaborado por el MARN, mediante la sintetización del mapa geológico nacional levantado por la Misión Geológica Alemana entre los años de 1967-1971, a una escala de 1: 100,000. Esta simplificación se basó en agrupar unidades geológicas categorizadas como: a) Suelos No consolidados, b) Suelos Consolidados, c) Rocas Blandas y d) Rocas Duras.

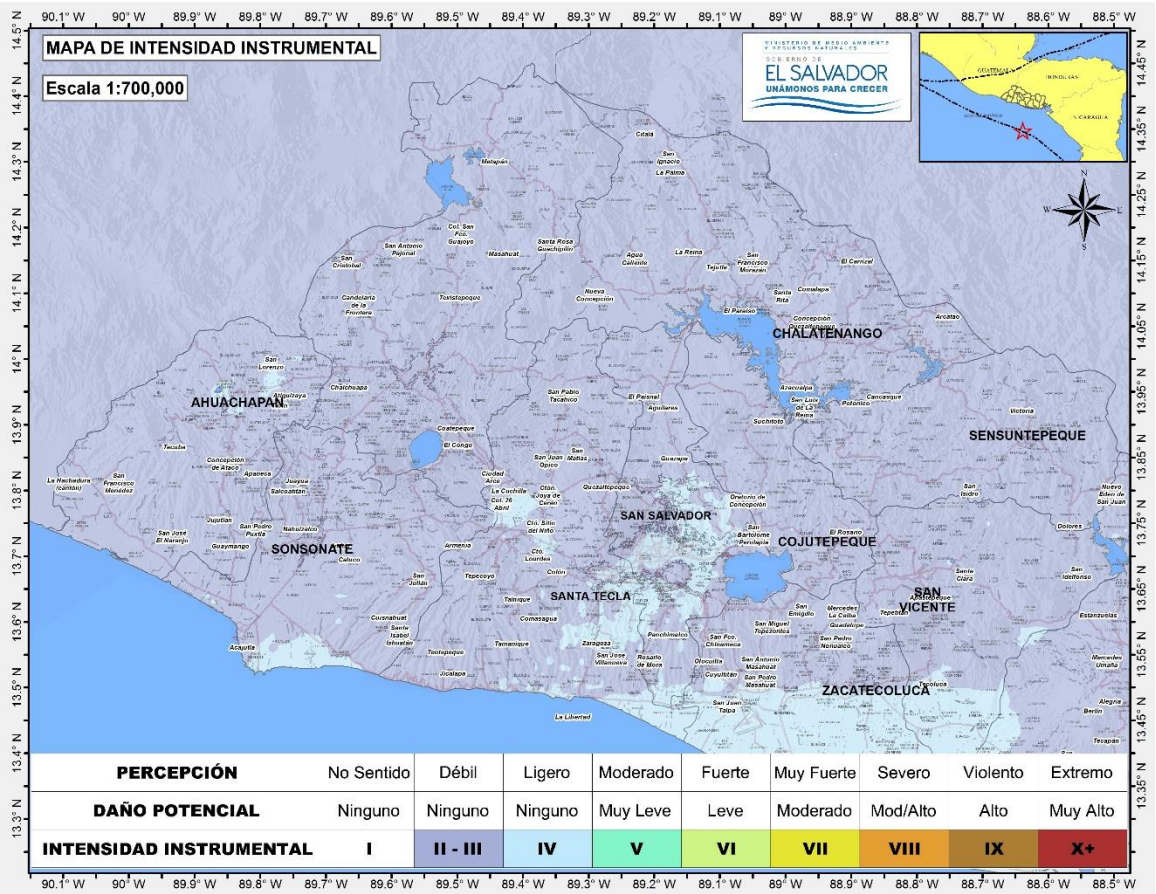


Figura 15 - Mapa de Intensidad Instrumental en zona paracentral, a escala (1:700,000)

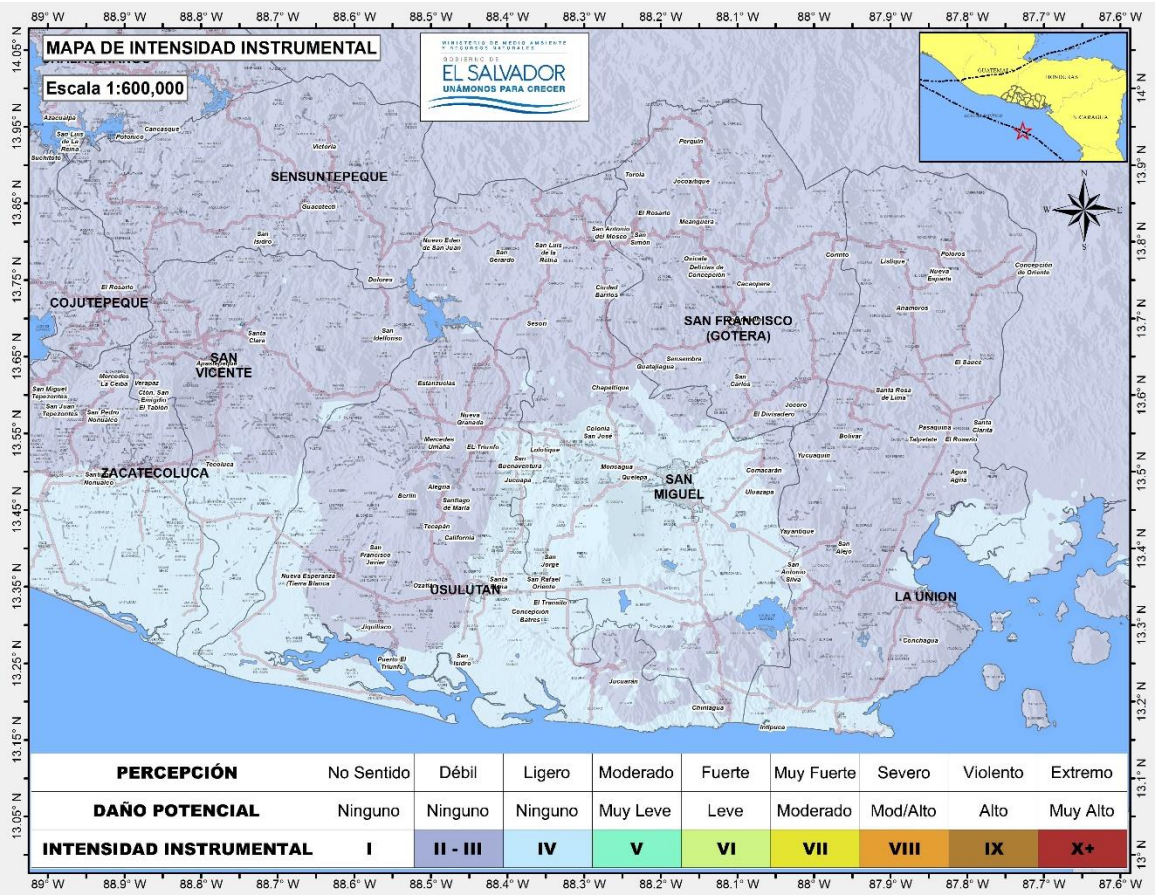


Figura 16 - Mapa de Intensidad Instrumental en zona oriental, a escala (1:600,000)

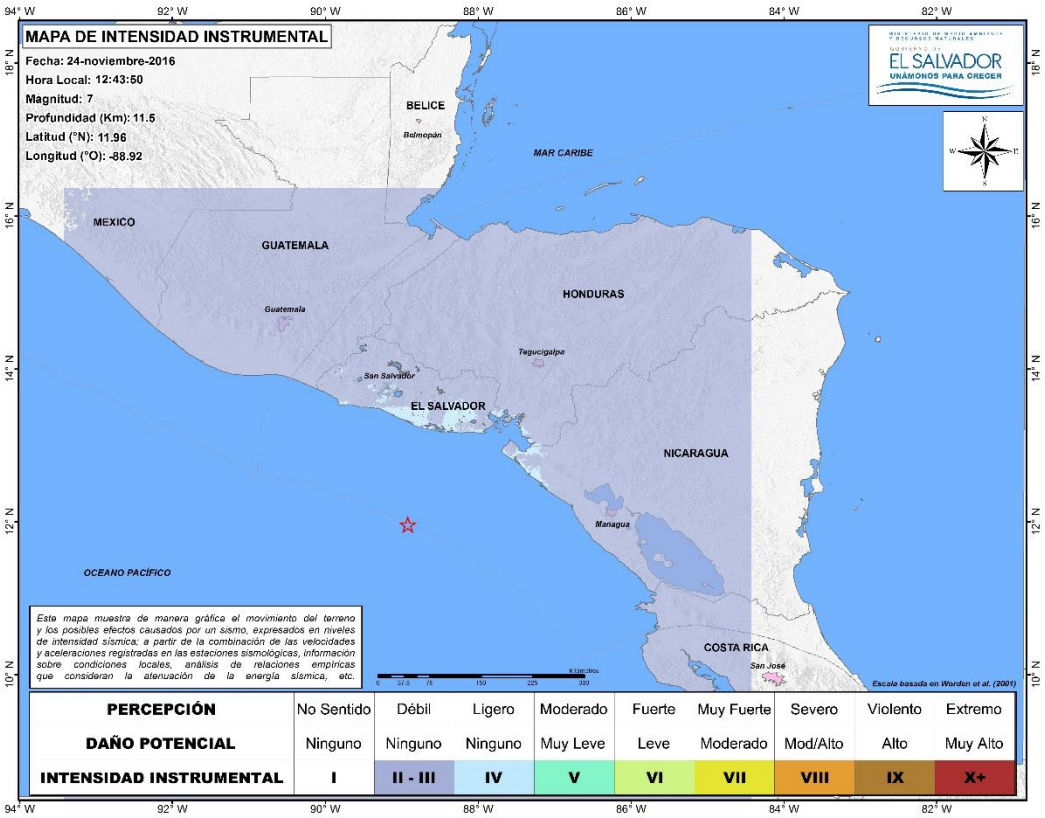


Figura 17 - Mapa de Intensidad Instrumental a escala regional

En la tabla 2 se presenta un resumen del nivel de percepción del sismo en cuestión y los posibles daños potenciales que podrían sufrir ciertos tipos de estructuras, para cada una de las intensidades basadas en la escala Mercalli Modificada (IMM).

La sección sombreada en la tabla, representa las intensidades observadas en los mapas para el evento sísmico en cuestión, lo cual indicaría los posibles efectos que se podrían esperar en las localidades donde se ha registrado dicho nivel de intensidad *(USGS, 2015)*

(IMM)	**Aceleración máxima del terreno (gales) 1 gal = 1 cm/s^2**	**Niveles de percepción e impactos más probables en tipologías estructurales comunes**	
I	Menor a 0.5	Imperceptible para la mayoría excepto en condiciones favorables. Únicamente registrado por las estaciones sismológicas.	
II - III	Entre 0.5 – 3	Perceptible sólo por algunas personas en reposo, o bien personas en pisos altos de edificios. Los objetos colgantes suelen oscilar.	
IV	Entre 3 – 65	Perceptible por la mayoría de personas dentro de los edificios. Sensación semejante al paso de un camión grande.	
V	Entre 65 – 85	Perceptible casi por toda la zona cercana al epicentro. Pocos casos de agrietamiento en repellos de paredes; caen objetos inestables. Se observan perturbaciones en los árboles, postes y otros objetos altos.	
VI	Entre 85 – 125	Perceptible por todas las zonas cercanas al epicentro. La gente camina tambaleándose, Cuadros en la pared se mueven. Muebles cambian de posición. Paredes de yeso débil, estructuras de adobe, bahareque y de mampostería mal construidas podrían agrietarse o presentar colapso parcial. Podrían existir pequeños derrumbes en suelos inestables no consolidados.	
VII	Entre 125 – 216	Perceptible por personas en vehículos en movimiento. Ponerse de pie es difícil. Daños insignificantes en estructuras con buen diseño estructural y construcción. Daños leves a moderados en estructuras ordinarias bien construidas (mampostería no reforzada). Se podría presentar el colapso total de paredes de yeso, estructuras de adobe, bahareque y de mampostería pobremente construidas. Se podría presentar la caída de ladrillos sueltos, piedras, tejas, cornisas, parapetos y pórticos sin soporte lateral.	
VIII	Entre 216 – 392	Daños leves en estructuras con buen diseño estructural y construcción. Daños considerables en estructuras ordinarias bien construidas, presentando un posible colapso parcial. Daño severo en estructuras pobremente construidas. Mampostería seriamente dañada o destruida.	
IX	Entre 392 – 736	Pánico generalizado. Daños considerables en estructuras con buen diseño estructural y construcción, mostrando paredes fuera de plomo. Grandes daños en estructuras ordinarias bien construidas importantes edificios, con derrumbes parciales. Daños severos en estructuras ordinarias bien construidas, presentando un posible colapso total Estructuras podrían desplazarse fuera de sus fundaciones, especialmente las de marcos de madera. Tuberías subterráneas podrían sufrir daños.	
X +	Mayor a 736	**X**	Algunas estructuras de madera bien construidas quedan destruidas. La mayoría de las estructuras de mampostería y a base de marcos estructurales podrían quedar destruidas junto a sus fundaciones. Puentes fuertemente dañados y necesitarían un reemplazo.
		XI	Pocas estructuras de mampostería, si las hubiera, permanecen en pie. Puentes destruidos. Tuberías subterráneas completamente fuera de servicio
		XII	Destrucción total o casi total. Los objetos saltan al aire. Grandes masas de roca son desplazadas. Los niveles y perspectivas quedan distorsionados. Imposibilidad de mantenerse en pie al caminar.

Tabla 2 – Impactos más probables para cada una de las intensidades sísmicas basadas en la Intensidad de Mercalli Modificada (IMM)

Energía liberada

La energía total liberada por un sismo es difícil de calcular con exactitud, debido a que ella es la suma de la energía disipada en forma térmica por la deformación en la zona de ruptura y la energía emitida como ondas sísmicas, siendo ésta última la única que puede ser estimada a partir de los sismogramas.

Debido a que la magnitud del sismo está relacionada con la energía disipada en forma de ondas, la energía liberada de este sismo se calculó de acuerdo a la siguiente relación de Gutenberg-Richter *(Kanamori, 1977).*

$$\log(E) = 11.8 + 1.5Mw$$

Donde E es la cantidad de energía, expresada en ergios y M la magnitud momento del sismo

Para este evento sísmico, con magnitud de 7.0, se obtuvo un valor de energía sísmica liberada de 2.00 x 10^{22} ergios, aproximadamente **8.91 %** de la energía producida por el sismo del 13 de enero del 2001 (7.7 MW, E = 2.24 x 10^{23} ergios); es decir, que el sismo del 13 de enero de 2001, liberó casi **11 veces más** energía que el sismo en cuestión

Asimismo, la cantidad de energía liberada por este sismo es casi **3 veces menor** que la energía calculada par otro otro sismo relevante en la zona, específicamente el ocurrido el 13 de octubre de 2014 (7.3 Mw, E = 5.62 x 10^{22} ergios).

Es importante mencionar, que un incremento de una unidad de magnitud representa un aumento de energía sísmica de casi 32 veces (*Ver figura 18*).

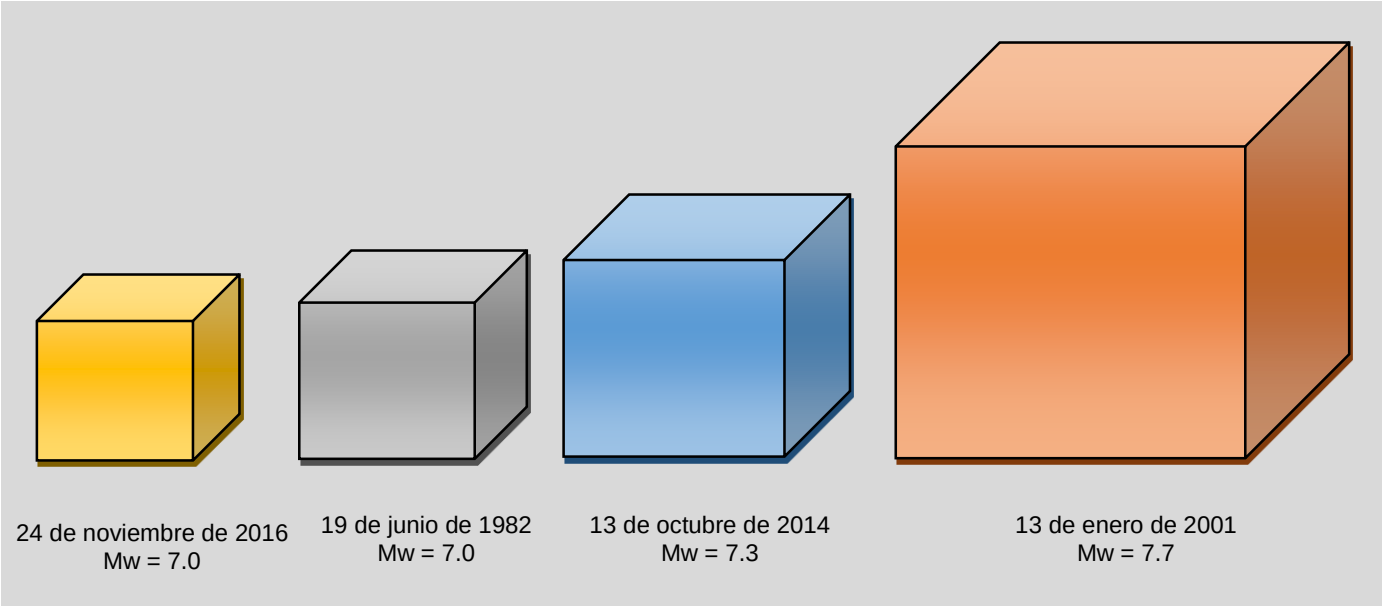


Figura 18 – Representación de comparación volúmenes de energía sísmica liberada para distintos sismos locales representativos y el sismos en cuestión

Duración del evento

De acuerdo con el registro sismográfico de la estación acelerográfica de San Vicente (UESV), ubicada en el campus de la Universidad de El Salvador del departamento de San Vicente, la duración total del evento fue de aproximadamente 3 minutos.

Por otro lado, de acuerdo con el registro del movimiento fuerte, que es una expresión del nivel de daño, la duración donde la percepción del sismo fue más intensa fue de 50 segundos. Esta duración es congruente con el tipo de la sismicidad de la zona de subducción.

Mecanismo de la fuente sísmica.

Para conocer de mejor manera la fuente de un sismo, se estima mediante softwares especializados el tamaño y parámetros focales de la ruptura, a través del análisis del Centroide del tensor del momento sísmico (*CMT Analysis*, sus siglas en inglés).

De acuerdo al cálculo del Centroide del Tensor de Momento Sísmico, obtenido por el MARN mediante la aplicación "scmtv" incluido en el programa SeiscomP3, desarrollado por la organización GFZ Potsdam, Centro de Geociencias de Alemania; se ha obtenido que el mecanismo de ruptura para el sismo de 7.0 fue de **TIPO NORMAL PURO**, con una dirección acimutal paralela coincidente a la de la Trinchera; es decir con una dirección predominantemente NorOeste-SurEste.

La figura 19 muestra los planos de falla principal y auxiliar, así como los parámetros de dirección, buzamiento y deslizamiento (Φ,δ,λ), obtenidos mediante este análisis.

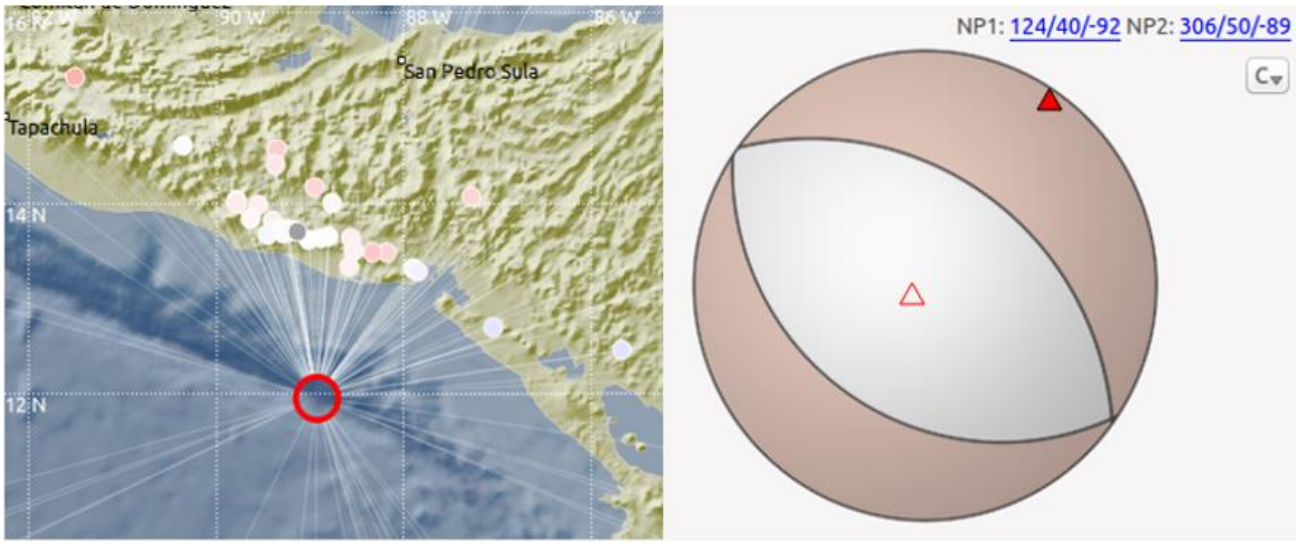


Figura 19. Mecanismo focal para el sismo de magnitud 7.0 del 24-11-2016

Análisis de transferencia de esfuerzos estáticos (DCFS)

Dada la considerable magnitud del sismo (M 7.0) y la determinación del mecanismo focal de tipo normal, es clave realizar un análisis de transferencia de esfuerzos estáticos de Coulomb (Okada, 1992), hacia fallas corticales dentro del territorio, las cuales podrían verse inducidas sísmicamente.

Esta hipótesis de transferencia de esfuerzos en la configuración tectónica de El Salvador, fue estudiada por Martínez-Díaz et al. (2004), donde muestran que algunos terremotos principalmente con mecanismo de falla Normal, podría contribuir en gran medida a la generación de patrones sísmicos y tectónicos específicos, y servir como disparadores de terremotos locales, mediante el aumento de los esfuerzos en dichas fallas.

Los autores muestran como ejemplo lo sucedido en los eventos sucesivos del 13 de enero (Intraplaca – mecanismo normal) y 13 de febrero del 2001 (Cortical – mecanismo de desgarre), así como también el terremoto de subducción intraplaca de 1982 y el subsecuente terremoto local del 10 de octubre de 1986.

Por lo que, se han seleccionado 3 terremotos locales emblemáticos que han acontecido en El Salvador, y sus parámetros focales de fallamiento, para observar si el evento sísmico del 24-11-2016 (M 7.0) podría contribuir en el aumento de esfuerzos en falimientos similares a la de dichos terremotos.

Estos sismos son el del 13 de febrero de 2001 (M 6.6, Strike: 94°, Dip: 70° y Rake: 179°, epicentro en San Vicente), el 10 de febrero de 1986 (M 5.7, Strike: 212°, Dip: 84° y Rake: 0°, con epicentro en San Salvador) y 06 de mayo de 1951 (M 6.4, Strike: 155°, Dip: 65° y Rake: -14°, con epicentro en Jucuapa-Chinameca). En las figuras 20, 21 y 22, se muestran los resultados de DCFS, utilizando el programa GNStress, para cada uno de los terremotos locales mencionados anteriormente.

De acuerdo con el análisis DFCS para fallamientos similares al sismo del 13-02-2001 dentro del territorio (figura 20), se observan en la zona epicentral, zonas de incremento de esfuerzos estáticos (color rojo) ubicadas al este y al oeste de la misma, con valores cercanos a 3.36 MegaPascales (MPa).

Sin embargo, al sustraer los resultados solamente para el territorio, observamos que existe un incremento de esfuerzos en zona occidental del país (color rojo), con un valor máximo de 0.0027 MPa, equivalente a 0.027 bares. En cambio, desde la zona central hacia la oriental, existe un decaimiento de esfuerzos (color amarillo-verde), hasta un valor máximo de -0.033 MPa, equivalente a -0.33 bares.

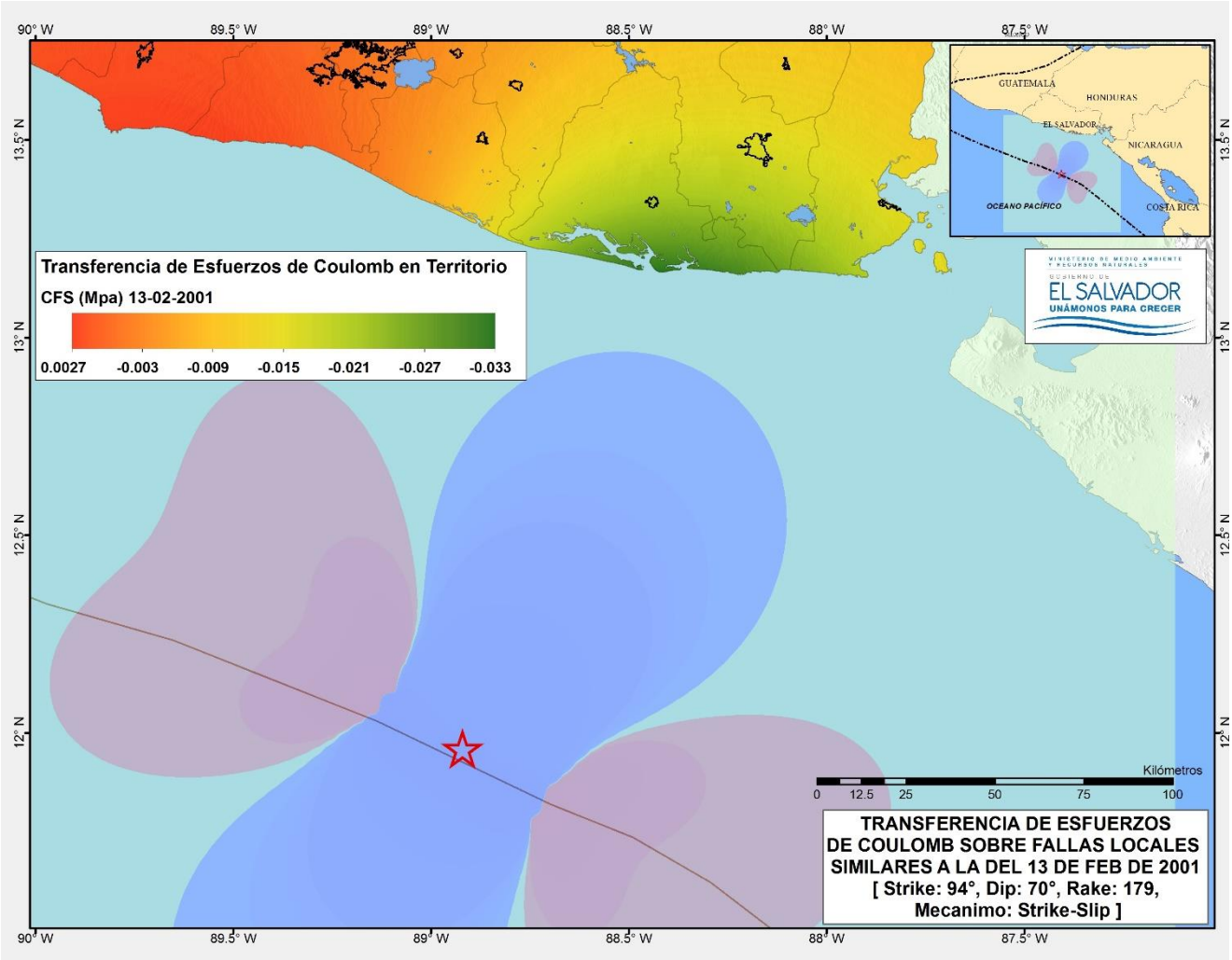


Figura 20. Análisis de Transferencias de Esfuerzos Estáticos de Coulomb (DCFS) de sismo de M 7.0 (24-11-2016) hacia fallamientos locales similares al del 13 de febrero de 2001 (M6.6, epicentro en San Vicente)

De acuerdo con el análisis DFCS para fallamientos similares al sismo del 10-10-1986 dentro del territorio (figura 21), se observan en la zona epicentral, zonas de incremento de esfuerzos estáticos (color rojo) ubicadas al este y al oeste de la misma, con valores cercanos a 19.11 MPa.

Sin embargo, al sustraer los resultados solamente para el territorio, observamos que existe un incremento de esfuerzos focalizados desde los departamentos de San Salvador hacia San Miguel (color amarillo-rojo), con énfasis en los departamentos de La Paz, San Vicente y Usulután, donde se alcanzan valores cercanos a los 0.00878 Mpa, equivalentes a 0.0878 bares. En cambio, en los extremos de la zonas occidental y oriental, existe un decaimiento de esfuerzos (color amarillo-verde), hasta un valor máximo de -0.0058 MPa, equivalente a -0.058 bares.

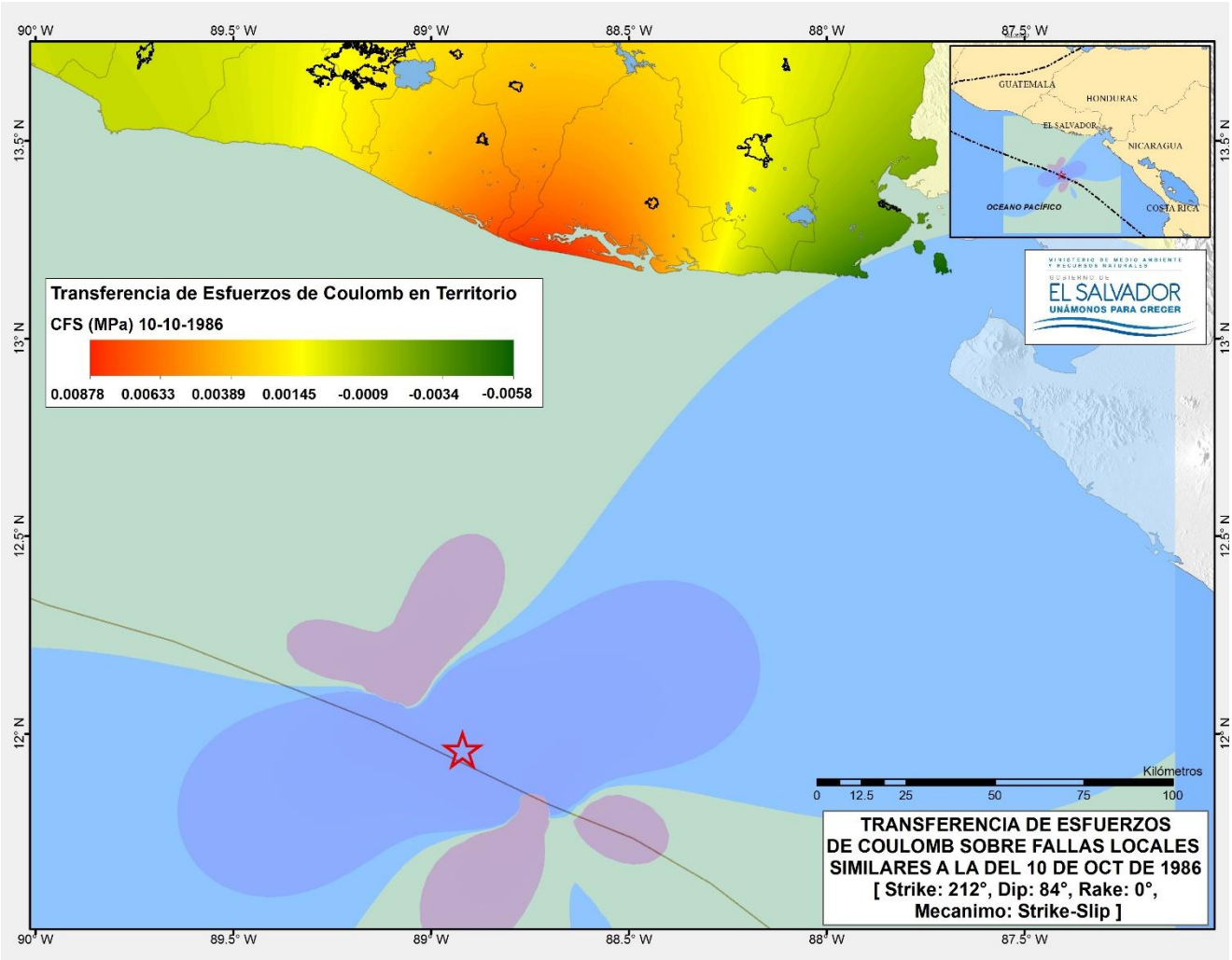


Figura 21. Análisis de Transferencias de Esfuerzos Estáticos de Coulomb (DCFS) de sismo de M 7.0 (24-11-2016) hacia fallamientos locales similares al del 10 de octubre de 1986 (M5.7, epicentro en San Salvador)

Finalmente, con el análisis DFCS para fallamientos similares al sismo del 06-05-1951 dentro del territorio (figura 22), se observan en la zona epicentral, zonas de incremento de esfuerzos estáticos (color rojo) ubicadas al este y al oeste de la misma, con valores cercanos a 4.42 MPa.

No obstante, al sustraer los resultados solamente para el territorio, observamos que existe un comportamiento bastante similar al caso del terremoto del 13 de febrero de 2001, obteniendo un incremento de esfuerzos en zona occidental del país (color rojo), con un valor máximo de 0.00304 MPa, equivalente a 0.030 bares. En cambio, desde la zona central hacia la oriental (departamento de Usulután al oeste), existe un decaimiento de esfuerzos (color amarillo-verde), hasta un valor máximo de -0.0315 MPa, equivalente a -0.32 bares.

Históricamente, el efecto de disparo de sismos inducidos se ha verificado cuando un evento ha generado un cambio de esfuerzos positivos del orden de 0.1 MPa. En tal sentido y al analizar los resultados del DCFS para los 3 terremotos locales mostrados anteriormente, si el estado de esfuerzos de las fallas en las fuentes sísmicas locales no se encuentra cerca de su nivel de ruptura, podría inferirse la no ocurrencia de actividad sísmica inducida.

Sin embargo, alrededor del área epicentral del sismo de M 7.0 si podría generarse sismicidad de menor magnitud (réplicas) como producto del reacomodo de las fallas al interior de la estructura de la placa de Cocos; lo cual corresponde con el total de 76 réplicas que se contabiliza en esta zona.

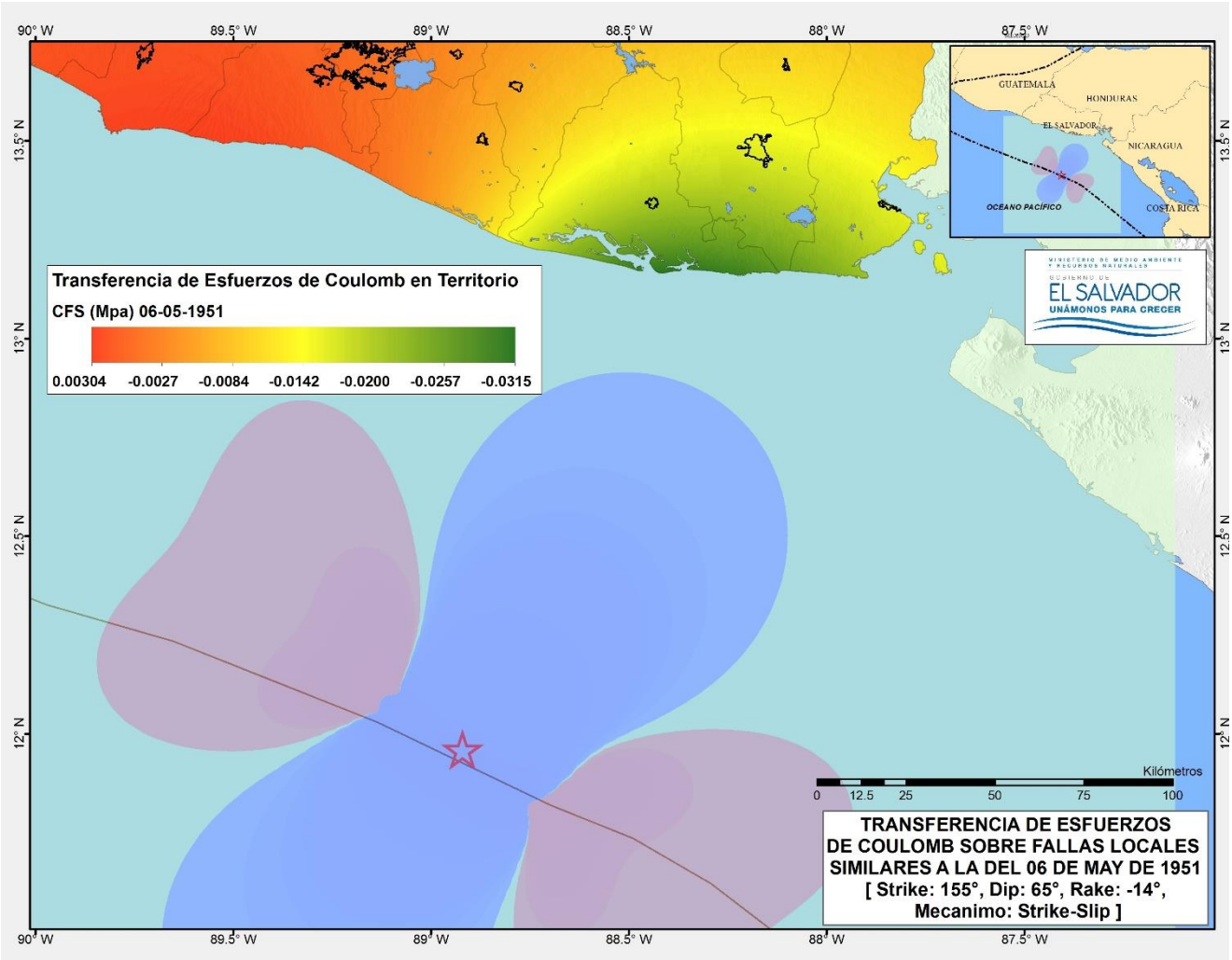


Figura 22. Análisis de Transferencias de Esfuerzos Estáticos de Coulomb (DCFS) de sismo de M 7.0 (24-11-2016) hacia fallamientos locales similares al del 06 de mayo de 1951 (M6.4, epicentro en Jucuapa-Chinameca)

SISMICIDAD HISTÓRICA

El 27 de agosto de 2012 se produjo un sismo a 134 km al sur de la ciudad de Usulután con una magnitud de 7.3 que generó un tsunami que golpeó la playa de Isla Méndez, en las costas de Usulután; causando lesiones en las personas que se encontraban en el lugar trabajando en la conservación de las tortugas marinas. Este sismo se asoció a la fuente de subducción interfase, con un mecanismo focal inverso.

En 13 de enero de 2001, se produjo un sismo con magnitud de 7.7, frente a las costas de Usulután, asociándose un tipo de fuente de Subducción Intraplaca, cuyo mecanismo focal resultó Normal. Este terremoto fue asociado como generador del terremoto local del 13 de febrero del mismo año (1 mes después), debido a un aumento de esfuerzos en las fallas corticales cercanas a San Vicente.

El 19 de junio de 1982, al igual que el terremoto del 13 de enero de 2001, se produjo un fuerte sismo de magnitud 7.0, cuyo mecanismo focal fue Normal. Este sismo, también se le atribuye como generador (4 años después) del terremoto local en San Salvador el 10 de octubre de 1986. Por lo que los sismos que ocurren en esta zona de subducción, pueden desencadenar otra serie de amenazas sísmicas, de acuerdo al mecanismo de falla que exista. Ya que, si se obtiene sismos de poca profundidad con mecanismos inversos, si bien inhiben el movimiento de las fallas de desgarre en el territorio, producto de decaimientos de esfuerzos en esa dirección, pueden producir maremotos o tsunamis catastróficos. En cambio, si se obtiene un mecanismo de falla normal, estos sismos tienen la capacidad de inducir sismicidad a las fallas de desgarre y aumentar su condición de esfuerzos y llevarlas cerca de su rotura, acelerando así los eventos locales.

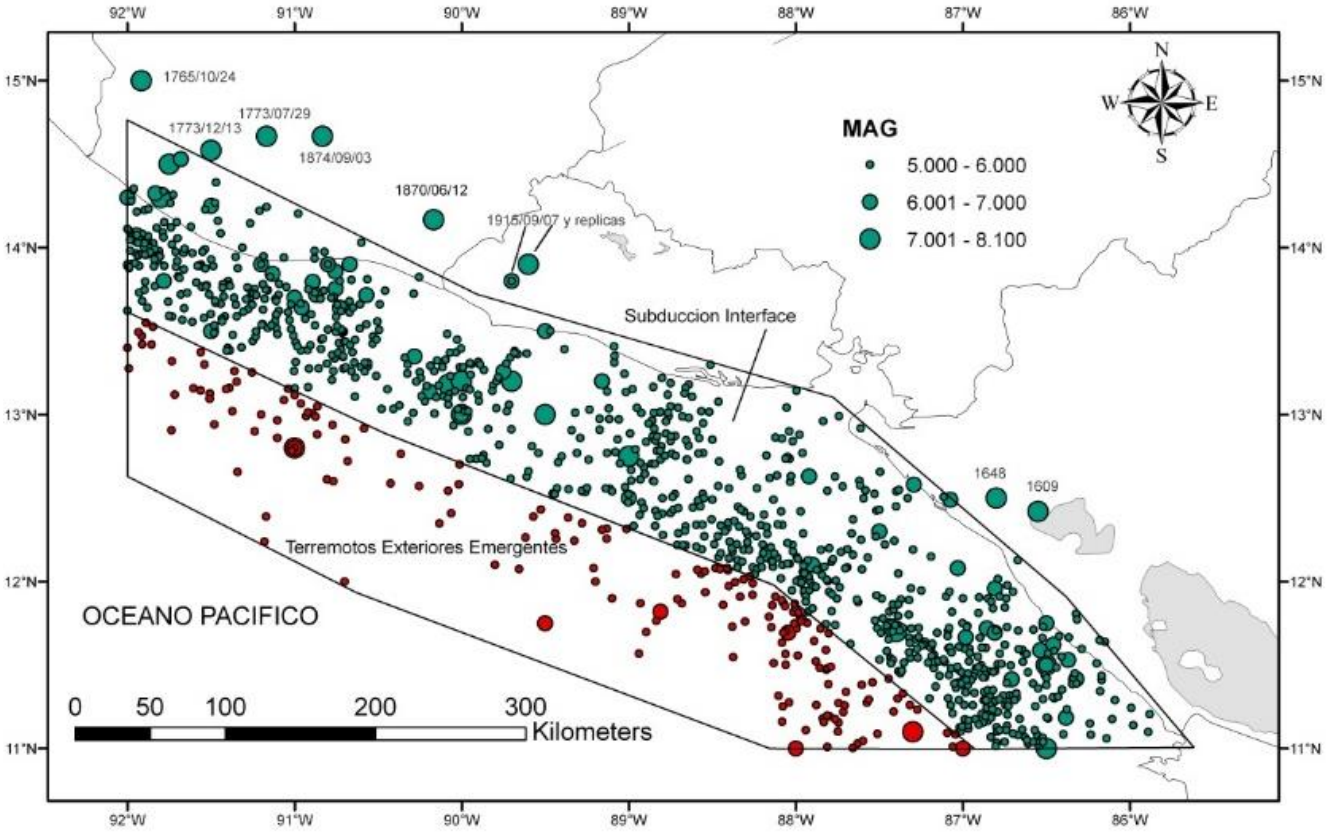


Figura 20. Delimitación geométrica para la Zona Subducción Interface. Fuente: Salazar et al. 2013

En la **tabla 2** adjunta, se presenta con más detalle una reseña histórica de los sismos más relevantes para estas zonas.

FECHA	HORA GMT	COORDENADAS GEOGRAFICAS	MAGNITUD	PROF (km)	INTENSIDAD MAXIMA (MM)	EPICENTRO	COMENTARIOS	REFERENCIA
19 de junio de 1982	06:21	13.30° N 89.30° O	7.0 PAS 6.0 ISC	82	VII en San Salvador	Océano Pacífico	Según informe de Cruz Roja Salvadoreña, 8 personas murieron y 96 resultaron heridas. Hubo un promedio de 5000 personas damnificadas	CIG (1983)
13 de enero de 2001	17:34	12.83° N 88.79° O	Mw=7.6	39.0	VII en San Salvador	Zona de Subducción	Se reportan 944 fallecidos, 1155 edificios públicos dañados, 108,261 viviendas destruidas, 19 hospitales dañados, 405 iglesias dañadas, 445 derrumbes (Fuente: COEN)	USGS
27 de agosto de 2012	04:37	1212.139° N -88.590° O	Mw= 7.3	28		Zona de Subducción	Se reportó un Tsunami en la zona de Isla Méndez en el departamento de Usulután	USGS
13 de octubre de 2014	03:51	12.5262°N -88.1225 O	Mw=7.3	40.5	VI en Usulután	Zona de Subducción	No se reportó Tsunami	MARN

BIBLIOGRAFÍA

1. *Alvarado, D., DeMets, C., Tikoff, B., Hernández, D., Wawrzyniec, T. F., Pullinger, C., Mattioli, G., Turner, H. L., Rodríguez, M., and Correa-Mora, F. (2011). "Forearc motion and deformation between El Salvador and Nicaragua: GPS, seismic, structural, and paleomagnetic observations." Lithosphere, 3(1), 3–21.*

2. *Centro de Investigaciones Geotécnicas (CIG) (1991), "Sismicidad en los alrededores del Volcán Conchagua, Febrero-Marzo 1991, Informe elaborado por Griselda Marroquin.*

3. *Kanamori, H. 1977. «The energy release in great earthquakes». J. geophys. Res 82 (20): 2981–2987.*

4. *Martínez H., M.A., (1978). Cronología Sísmica y Eruptiva de la República de El Salvador a partir de 1520, Centro de Investigaciones Geotécnicas, Ministerio de Obras Públicas, San Salvador.*

5. *Marroquin G, (2012). Caracterización de las zonas sísmicas en el graben Central de El Salvador. UES.*

6. *Molina, E., Marroquín, G., Escobar J., Talavera, E., Rojas, W., Climent, A., Camacho, E., Benito, B., Lindholm, C. 2008. «Evaluación de la Amenaza Sísmica en Centroamérica». NORSAR Informe de Proyecto RESIS II*

7. *Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) 2015: http://earthquake.usgs.gov/learn/topics/mercalli.php*

8. *Wald, D. J., Worden, B. C., Quitoriano, V., and Pankow, K. L. (2006). "ShakeMap® Manual." Technical Manual, users guide, and software guide Version.*

9. *White, R.A. & Harlow, D. (1993), "Destructive upper crustal earthquake in Central America since 1900" Bulletin of the Seismological Society of America, 83, 4.*

10. *Álvarez-Gómez, J.; Martínez Díaz, J; Benitó, B; "Transferencia de esfuerzos estáticos de Coulomb, factor clave en la tectónica y la peligrosidad sísmica en Centroamérica", Universidad Complutense de Madrid (2004)*