



MINISTERIO DE MEDIO AMBIENTE Y
RECURSOS NATURALES

DIRECCIÓN GENERAL DEL OBSERVATORIO AMBIENTAL

GERENCIA DE GEOLOGÍA
ÁREA DE SISMOLOGÍA

Evaluación probabilística de amenaza
sísmica de El Salvador

Presenta:

Luis Ernesto Mixco Durán
Especialista 1 - Sismólogo

Enero de 2020

Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales



Tabla de Contenido

1.	INTRODUCCIÓN	4
2.	ANTECEDENTES DE ESTUDIOS DE AMENAZA SÍSMICA EN SUELO FIRME.....	7
3.	MARCO SISMO TECTÓNICO DE EL SALVADOR.....	11
3.1.	DOMINIOS TECTÓNICOS-ESTRUCTURALES.....	14
4.	CATÁLOGO SÍSMICO.....	19
4.1.	CONFORMACIÓN DEL CATÁLOGO SÍSMICO	20
4.2.	CONTROL DE CALIDAD EN LOCALIZACIÓN DE EVENTOS.....	21
4.3.	DEPURACIÓN DE SISMOS DENTRO DE ESFZ	22
4.4.	HOMOGENIZACIÓN DE CATÁLOGO SÍSMICO	23
5.	CONCEPCIÓN DE FUENTES SÍSMICAS	26
5.1.	GENERALIDADES Y CONSIDERACIONES	28
5.1.1.	TEORÍA SOBRE DEPURACIÓN DE RÉPLICAS Y PREMONITORES	29
5.1.1.1.	GARDNER Y KNOPOFF (1974)	30
5.1.1.2.	AFTERAN (MUSSON, 1999).....	31
5.1.2.	ANÁLISIS DE PERÍODO DE COMPLETITUD DE LA MAGNITUD	32
5.1.3.	ANÁLISIS DE RELACIONES DE RECURRENCIA.....	34
5.2.	MODELACIÓN DE FUENTES SÍSMICAS	36
5.3.	CORTEZA SUPERFICIAL ACTIVA.....	39
5.3.1.	DEFINICIÓN DE ZONAS SÍSMICAS CORTICALES.....	40
5.3.1.1.	FALLAS DE GUATEMALA Y HONDURAS.....	41
5.3.1.2.	GRÁBENES DE HONDURAS Y GUATEMALA.....	42
5.3.1.3.	ARCOS VOLCÁNICOS	44
5.3.1.3.1.	CARACTERIZACIÓN TECTÓNICA DE ESFZ.....	45
5.3.1.3.1.1.	EL DOMINIO OCCIDENTAL (ESFZ-WW)	46
5.3.1.3.1.2.	EL DOMINIO CENTRAL -OCCIDENTAL (ESFZ-WC)	47
5.3.1.3.1.3.	EL DOMINIO CENTRAL ORIENTAL (ESFZ-EC).....	50
5.3.1.3.1.4.	EL DOMINIO ORIENTAL (ESFZ-EE).....	50
5.3.2.	MECANISMOS FOCALES Y REGIONALIZACIÓN DE SISMICIDAD	54
5.3.3.	SISMICIDAD SUAVIZADA	56
5.3.3.1.	PROCEDIMIENTO DE CONFORMACIÓN.....	60
5.3.4.	FALLAS GEOLÓGICAS LOCALES	63
5.3.4.1.	NOTAS SOBRE FALLA DE GUAYCÚME	67
5.3.4.2.	MODELACIÓN DE FALLAS.....	69
5.4.	FUENTE DE SUBDUCCIÓN	71
5.4.1.	MECANISMOS FOCALES.....	73
5.4.2.	FUENTE DE SUBDUCCIÓN INTERFASE.....	74
5.4.3.	MODELACIÓN DE FUENTE DE SUBDUCCIÓN INTERFASE.....	76



5.4.4.	FUENTE DE SUBDUCCIÓN INTRAPLACA.....	79
5.4.4.1.	MODELACIÓN DE FUENTE DE SUBDUCCIÓN INTERFASE.....	79
6.	RESULTADOS DE SISMICIDAD SUAVIZADA Y TASAS DE RECURRENCIA PARA FUENTES SÍSMICAS	83
6.1.	RESULTADOS EN FUENTES CORTICALES.....	83
6.2.	RESULTADOS EN FUENTES DE SUBDUCCIÓN	91
7.	EVALUACIÓN DE MODELOS DE ATENUACIÓN	93
7.1.	INTRODUCCIÓN.....	93
7.2.	CRITERIOS DE EXCLUSIÓN DE GMPES.....	94
7.3.	CATÁLOGO ACELEROGRÁFICO SUPERFICIAL.....	95
7.4.	MAPA DE VS30.....	95
7.5.	CRITERIOS DE SELECCIÓN DE GMPES	98
7.5.1.	ANÁLISIS DE RANKEO.....	99
7.5.1.1.	VERISIMILITUD LOGARÍTMICA	99
7.5.1.2.	DISTANCIA EUCLIDIANA.....	100
7.5.1.3.	RESULTADOS DEL RANKEO EN SISMOS CORTICALES.....	101
7.5.2.	ANÁLISIS DE AJUSTE DE RESIDUALES.....	106
7.5.2.1.	RESIDUAL INTER-EVENTOS	108
7.5.2.2.	RESIDUAL INTRA-EVENTO	108
7.5.2.3.	RESULTADOS DE AJUSTE RESIDUAL	109
7.5.2.1.	ANÁLISIS DE ESCALAMIENTO GRÁFICO	113
7.5.2.1.1.	ANÁLISIS POR EVENTO SÍSMICO.....	113
7.5.2.1.2.	UTILIZACIÓN DE TRELIS PLOTS	119
7.6.	CÁLCULO DE PESOS PARA ÁRBOLES LÓGICOS	122
8.	RESULTADOS DE AMENAZA SÍSMICA	123
8.1.	ESPECTROS DE AMENAZA UNIFORME.....	127
8.2.	CURVAS DE AMENAZA EN SAN SALVADOR.....	128
8.3.	DESAGREGACIÓN DE AMENAZA SÍSMICA.....	129
8.3.1.	CONTRIBUCIONES.....	131
8.3.2.	SISMOS DE CONTROL.....	132
9.	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	134
10.	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	135
11.	ANEXOS.....	136



1. Introducción

Los terremotos son considerados como uno de los fenómenos naturales que producen mayor destrucción, con respecto a pérdidas humanas y materiales. Su relación directa se asocia comúnmente con daños en componentes estructurales de viviendas y edificios que albergan a las personas.

El Salvador, en las últimas cuatro décadas, ha sufrido los efectos de terremotos de las dos principales fuentes sísmicas que afectan al país, estos son los terremotos superficiales debido a la activación de fallas geológicas locales (eventos de 1965 y 1986) y terremotos en el mar debido a procesos de subducción (eventos del 2001). Este tipo de terremotos ha expuesto la considerable amenaza sísmica que existe en el país como también la alta vulnerabilidad sísmica que presentan las edificaciones.

Por lo tanto, para llevar a cabo el diseño estructural de una edificación bajo una filosofía de diseño sismorresistente, es crucial conocer la amenaza sísmica, traducida en el nivel de aceleración del terreno donde se emplazará la misma, a la cual se verá sometida en un tiempo de exposición dado (comúnmente de 50 años, vida útil de una edificación).

Es por ello, que este documento tiene como objetivo primordial mostrar el procedimiento general para el desarrollo de una nueva evaluación de amenaza sísmica sobre El Salvador, bajo un enfoque probabilístico (PSHA, sus siglas en inglés), en condiciones de suelo firme o roca.

Este magno objetivo se verá materializado mediante la utilización de las herramientas más novedosas (hasta la fecha) para el cálculo de peligrosidad sísmica desde un punto de vista probabilístico, junto con la consideración del actual estado del arte en la concepción de fuentes sísmicas, sobre el ambiente tectónico salvadoreño, donde tanto la sismicidad superficial como de subducción son imperantes. De igual manera, se considerará una nueva caracterización del movimiento fuerte con el objetivo de aplicar modelos de atenuación o predicción, más congruentes con la respuesta sísmica del terreno (en términos de aceleración) frente a la ocurrencia de sismos para las fuentes sísmicas más importantes del país.

Cabe mencionar, que dicha reevaluación de la amenaza sísmica se realizará bajo el enfoque de zona rígida o estándar, conocido como el método de Cornell-McGuire, el cual se basa en la definición de fuentes sísmicas, estimación de patrones de recurrencia de sismos principales (descartando la influencia de sismos premonitores y réplicas) y magnitudes máximas esperadas en dichas zonas. No obstante, este enfoque se verá optimizado con la innovadora capacidad de integrar la influencia sísmica superficial proveniente de las fallas geológicas locales (caracterizadas) y la sismicidad suavizada circundante, la cual obedece a los regímenes tectónicos imperantes existentes dentro de la cadena volcánica de el Salvador.



En relación a la estructura de este trabajo, primeramente, se abordará un apartado de antecedentes, mostrando todos los trabajos previos que se han realizado hasta la fecha para intentar actualizar la amenaza sísmica de El Salvador; de los cuales se han venido extrayendo excelentes aportes y estimaciones, para lograr capturar la esencia de la peligrosidad sísmica que el país enfrenta.

Seguidamente, se explicará de manera conceptual el marco tectónico en el que se encuentra inmerso El Salvador, junto a sus diferentes configuraciones traducidas en la definición de fuentes sísmicas (como fallas geológicas y el proceso de subducción) que influyen directamente al país. De igual manera, se mostrarán las mediciones geodéticas recientes a partir de GPS (realizadas por investigadores de la Universidad Politécnica de Madrid, UPM), las cuales permiten ver la dinámica regional a través de sus vectores de velocidad. Adicionalmente, en relación a la tectónica superficial dentro del territorio, alusiva a la actividad de la bien conocida Zona de Falla de El Salvador (ESFZ), la cual se emplaza dentro de la cadena volcánica del país; se detallarán brevemente los cuatro dominios estructurales-tectónicos reconocidos y sus propios regímenes de deformación. Estos últimos, condensados en el modelo cinemático publicado recientemente por Martínez-Díaz et al. 2020, el cual es crucial comprender y considerar al momento de construir un nuevo modelo de fuentes sísmicas.

Posteriormente, se mostrará la definición del área de influencia sísmica a considerar en el análisis PSHA, donde tanto el catálogo y el modelo de fuente sísmica se verán restringidos a dicha extensión; manteniendo siempre la congruencia con la sismicidad y tasas de actividad propias de cada fuente sísmica.

Luego se explicarán los detalles sobre la pertinente actualización, conformación y depuración del catálogo sísmico hasta el año 2019, el cual fue configurado a través de diferentes fuentes bibliográficas y posteriormente re-trabajado para obtener expresiones entre diferentes magnitudes y garantizar la homologación del mismo, asimismo para la obtención de catálogos propios por fuentes específicas; estableciéndose un formato estándar y necesario para llevar a cabo tanto los análisis de recurrencia como la consideración (en algunos eventos) de los parámetros focales para cerciorarse de la fuente sísmica y la asistencia para seleccionar modelos de atenuación respectivos.

Una vez definida con mayor precisión la sismicidad en las fuentes sísmicas, a través de catálogos específicos, se detallará el proceso de la concepción geométrica y los aspectos generales de las mismas, con el fin de enriquecer al lector sobre la manera innovadora de integrar todas las zonas y asociarlas con el marco sismo-tectónico y dominios estructurales coexistentes en el país.

Como siguiente punto, es la respectiva reevaluación de los modelos de atenuación, a través del desarrollo de una nueva caracterización del movimiento fuerte utilizando un



compendio de registros acelerográficos consolidados en la innovadora plataforma de registros acelerográficos de El Salvador, la cual aún se encuentra en desarrollo, pero para esta parte ha sido muy funcional. El objeto de esta reevaluación radica en la realización de una selección óptima y conservadora de ecuaciones de predicción más convenientes con la aceleración del terreno frente a la ocurrencia de sismos para las fuentes sísmicas más importantes del país; así como también, considerar la falta de conocimiento exacto de los modelos seleccionados (principio epistémico).

Seguidamente, se aborda el tema propio sobre la concepción nativa del método de Cornell-McGuire, basado en la depuración de réplicas y premonitores del catálogo sísmico conformado; para garantizar la independencia de los eventos sísmicos en tiempo y espacio. Es decir, que el comportamiento de la sismicidad siga un proceso y distribución de Poisson.

Luego, con esta nueva información de eventos sísmicos considerados como principales dentro del catálogo, se procede a realizar el análisis de período de completitud de la magnitud, con el objetivo de garantizar que dicho catálogo depurado sea considerado completo respecto a sus magnitudes (a lo largo de toda la historia sísmica); y se pueda ser congruente, posteriormente, en el análisis de recurrencia en cada una de las fuentes.

Posteriormente, se procede a determinar las expresiones de recurrencia en términos de la relación Gutenberg- Richter, calculando sus parámetros (*a y b value*) a través de la técnica de máxima verisimilitud, logrando obtener la distribución de frecuencias de la magnitud en cada fuente sísmica junto a su respectiva tasa anual. Aquí es importante mencionar, que en la integración de las fallas geológicas con la sismicidad suavizada, se emplea la acción de truncamiento de dicha distribución de frecuencias para evitar duplicidad en el cálculo de la peligrosidad en un determinado punto.

Como siguiente punto, se procede a determinar y seleccionar la magnitud máxima para cada fuente sísmica, el cual es el parámetro más difícil de evaluar dada la limitación estadística de eventos en cada zona; por lo que actualmente existen desde técnicas de incrementar conservadoramente el valor de la magnitud máxima observada en la fuente, como otras que involucran análisis de acumulados de tasa de momento sísmico liberado, o procesos estadísticos más elaborados.

Finalmente, como resultado de este trabajo se obtendrán nuevos mapas probabilísticos de amenaza sísmica para el país, considerando diferentes períodos de retorno y diferentes ordenadas espectrales bajo el contexto de filosofías recientes de diseño por desempeño estructural. Estos mapas se reflejarán en archivos de grilla que cubran todo el territorio, con una resolución espacial de 4 km; mostrando para cada punto geográfico los espectros de amenaza sísmica uniforme y curvas de amenaza sísmica, en condiciones de terreno firme o roca.

2. Antecedentes de estudios de amenaza sísmica en suelo firme

Durante las últimas 3 décadas, en El Salvador se han venido desarrollando estudios de amenaza sísmica, bajo un enfoque probabilista, destacando el importante nivel de peligrosidad existente en el territorio respecto a la activación de diversas fuentes sísmicas y la forma de atenuación de las ondas sísmicas.

Algunos de estos trabajos fueron realizados durante escenarios de post-emergencia, dejando distinguir nuevas fuentes y potenciales sísmicos importantes en zonas que se juzgaba que la peligrosidad no era tan marcada. Asimismo, se fue haciendo conciencia en la necesidad de considerar este tipo de productos al momento de llevar a cabo una actualización de las cargas sísmicas de diseño.

En el año de 1994, se emitió el actual reglamento de diseño por sismo para El Salvador, el cual hasta la fecha no ha sido actualizado. Este fue realizado por una compañía privada extranjera y un equipo de expertos del Universidad Autónoma de México (UNAM).

Fue en este esfuerzo, donde se desarrolló un mapa de amenaza sísmica probabilístico para un período de retorno de 500 años, considerando un catálogo sísmico de 2790 eventos, comprendidos entre los años de 1898 y 1988. Ver figura 1.

Asimismo, solamente fue utilizado un modelo de Atenuación (GMPE) para suelo firme, utilizando registros acelerográficos de Centroamérica; y no se consideró la incerteza epistémica de los modelos de atenuación y de otros parámetros.

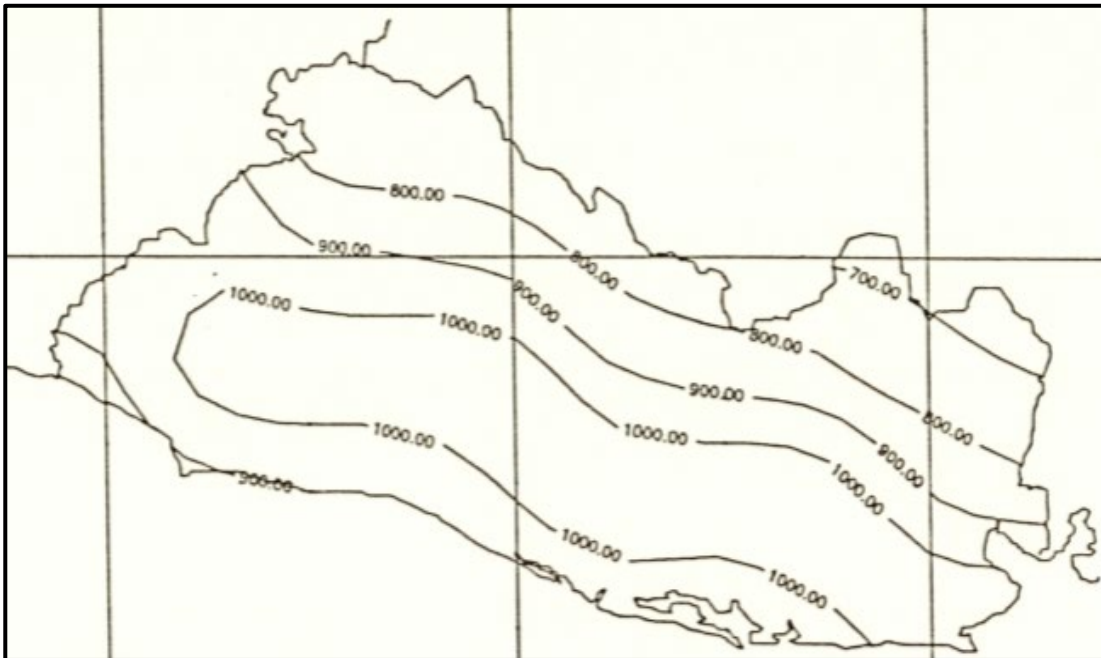


Figura 1. Mapa de amenaza sísmica probabilística para una medida de intensidad de PGA (Peak Ground Acceleration) en suelo firme para El Salvador (unidades en gales), en 1994. Fuente: Singh. et al. (1993)

Fue hasta el año de 2008, donde investigadores de la Universidad Politécnica de Madrid (UPM) y el Gobierno de Noruega, realizaron una evaluación de la amenaza sísmica de El Salvador en el marco de un proyecto llamado RESIS II, el cual se realizó a nivel regional (América Central) y participaron especialistas de todos los países del área. En dicho proyecto se contó con información local actualizada de los bancos de datos sísmológicos y de movimiento sísmico fuerte de la región, datados desde 1522-2007.

Asimismo, se utilizaron árboles lógicos con diferentes GMPEs, para fuentes sísmicas específicas. Estos GMPEs fueron seleccionados mediante la técnica de residuos, la cual ayuda a conocer que tanto se ajustan los valores de aceleración de los registros acelerográficos con los valores proporcionados por los modelos de atenuación, considerando su desviación estándar.

También se evaluaron tres períodos de retorno: 500, 1000 y 2500 años para una condición de suelo firme, se evaluaron diferentes ordenadas espectrales: PGA, SA (0.2 s) y SA (1.0 s) y se hizo una desagregación sísmica en San Salvador para las medidas de intensidad de PGA y SA (1.0 s). En la figura 2, se puede observar el mapa de aceleración máxima del terreno (PGA) para un período de retorno de 500 años.

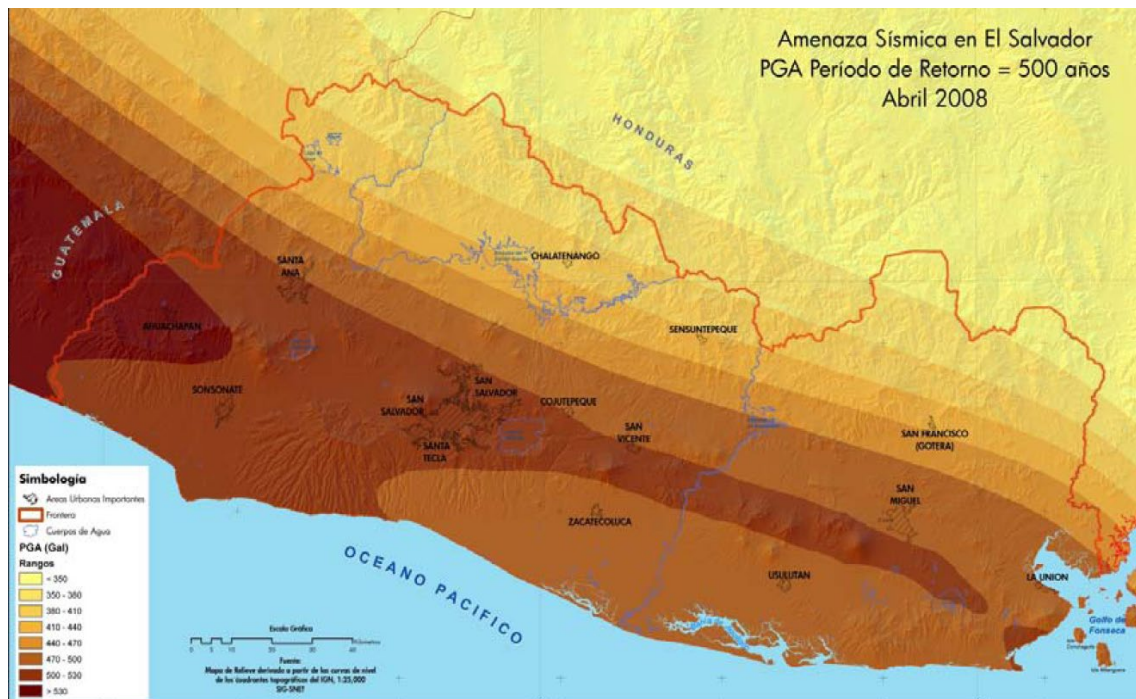


Figura 2. Mapa de amenaza sísmica probabilística para una medida de intensidad de PGA (en suelo firme para El Salvador) (unidades en gal), en 2008. Fuente: RESIS II, (Benito B., Marroquin G., 2008)

En el año 2013, el Dr. Walter Salazar en su trabajo de investigación llamado "An Earthquake Catalogue for El Salvador and Neighbouring Central American Countries and its Implication in the Seismic Hazard Assessment", realiza un nuevo análisis de la amenaza sísmica de El Salvador, utilizando un nuevo catálogo sísmico datado desde

1528-2009 y otras consideraciones respecto a las áreas sismogénicas que influyen a El Salvador, asociadas a sus tipos de mecanismos focales predominantes.

Asimismo, se llevó a cabo un análisis de metodologías para estimación de los parámetros de recurrencia, definidos como de Zona Rígida (mediante áreas y depuración de réplicas y premonitores: método estándar de Cornell-McGuire) y de Libre Zona (sin definición de zonas y utilizando todo el catálogo sin hacer depuraciones).

En este proyecto se utilizaron árboles lógicos con diferentes GMPes para fuentes sísmicas específicas, apropiadas para el ambiente tectónico que impera en El Salvador. Se llevó a cabo el análisis únicamente para dos períodos de retorno: 475 y 2475 años bajo una condición de suelo firme, se evaluó las ordenadas espectrales de PGA, SA (0.2 s) y SA (1.0 s) y se hizo una desagregación sísmica en San Salvador para PGA. En la figura 3, se puede observar el mapa obtenido para una medida de intensidad de PGA y un período de retorno de 475 años.

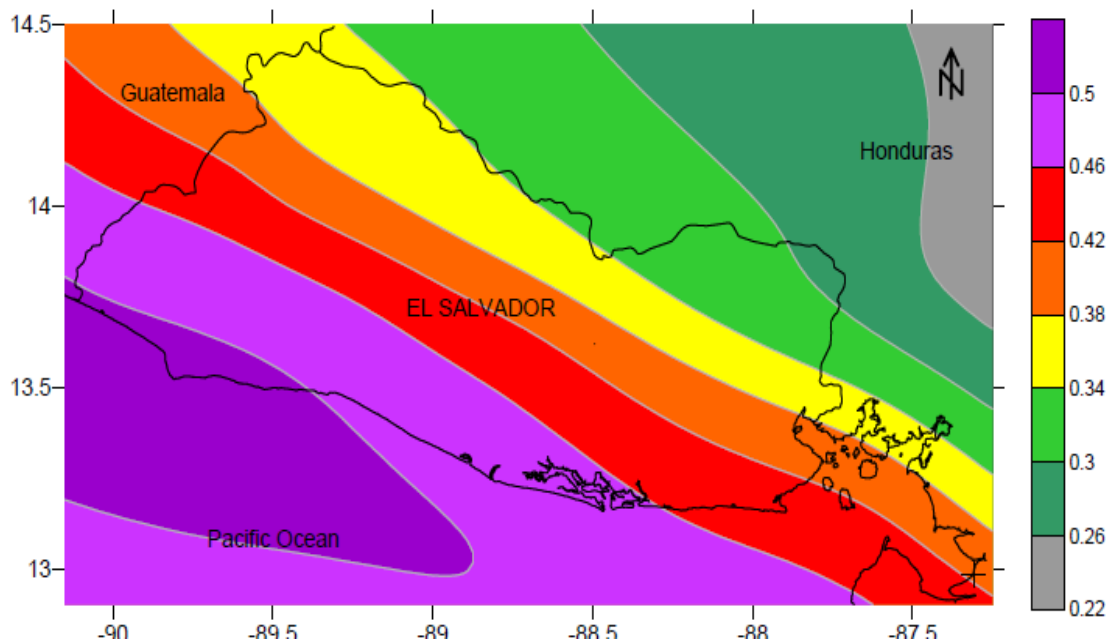


Figura 3. Mapa de amenaza sísmica probabilística para una medida de intensidad de PGA (en suelo firme) para El Salvador (unidades en gales), en 2013. Fuente: Salazar, W. (2013)

En el año 2017, la Fundación Global Earthquake Model (GEM), en conjunto con la Agencia de los Estados Unidos para el Desarrollo Internacional (USAID), desarrollaron el proyecto "Evaluación de Amenaza y Riesgo Sísmico en El Caribe y América Central" (CCARA por sus siglas en inglés).

En este proyecto, se utilizaron nuevas formas innovadoras de representar y caracterizar tanto los modelos de fuentes sísmicas de la región Centroamericana (desde México hasta Panamá) como la manera de seleccionar los modelos de atenuación para predecir los

movimientos del terreno. Finalmente, se generaron diversos mapas de amenaza sísmica probabilística para diferentes períodos de retorno: 73, 174, 475, 975 y 2475 años.

El catálogo sísmico utilizado en este proyecto correspondió desde 1522 al 2015 y fue compilado a través de diversas fuentes de información sismológica. Asimismo, se utilizaron árboles lógicos con diferentes GMPEs para fuentes sísmicas específicas. Las ordenadas espectrales evaluadas fueron: PGA, SA (0.1 s), SA (0.2 s), SA (1.0 s) y SA (2.0 s); y no se evaluó ninguna desagregación sísmica.

Lo interesante de este esfuerzo de GEM es la manera de considerar la influencia tanto de la sismicidad distribuida en el territorio como la interacción con las fallas geológicas locales, donde estas últimas han sido compiladas a través de una base de datos (con diversos atributos necesarios para la caracterización adecuada de una falla geológica y su posterior uso en la amenaza sísmica) y se le ha asignado una tasa de actividad máxima probable de acuerdo a los resultados de diferentes investigadores sobre dichas fallas.

A continuación, se muestra en la figura 4 los resultados para una medida de intensidad de PGA en suelo firme (con una velocidad de corte promedio en los primeros 30 metros de $V_{s30} = 760$ m/s) y 475 años de período de retorno. De igual manera, se observan las fallas geológicas consideradas en el análisis.

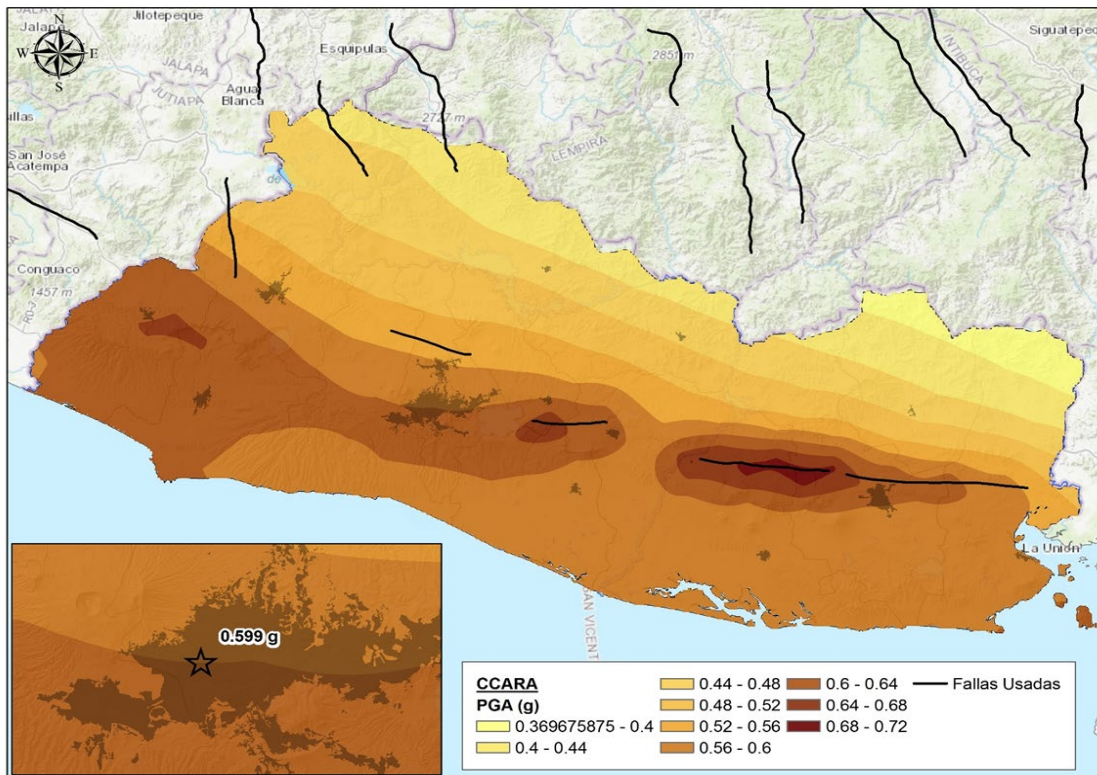


Figura 4. Mapa de amenaza sísmica probabilística para una medida de intensidad de PGA (en suelo firme para El Salvador (unidades en gales), en 2013. Fuente: CCARA Project, 2017

Es a raíz de este proyecto que el Ministerio del Medio Ambiente y Recursos Naturales (MARN) firma un convenio o carta de entendimiento con GEM para poder apoyar el desarrollo de las capacidades técnicas en la evaluación de la amenaza y riesgo sísmico en El Salvador, donde el principal componente radica en la transferencia de la base de datos acelerográfica que el MARN posee y ha venido compilando a través de los años, y la cual se ha manejado para que sea utilizable en los algoritmos que GEM ha realizado.

Asimismo, y en el marco del proyecto que se tiene con el BID para la actualización de la normativa de diseño por sismo, se ha realizado una nueva modelación de la amenaza sísmica concentrándose únicamente en la sismicidad, subducción y fallas locales que influyen sísmicamente al territorio salvadoreño.

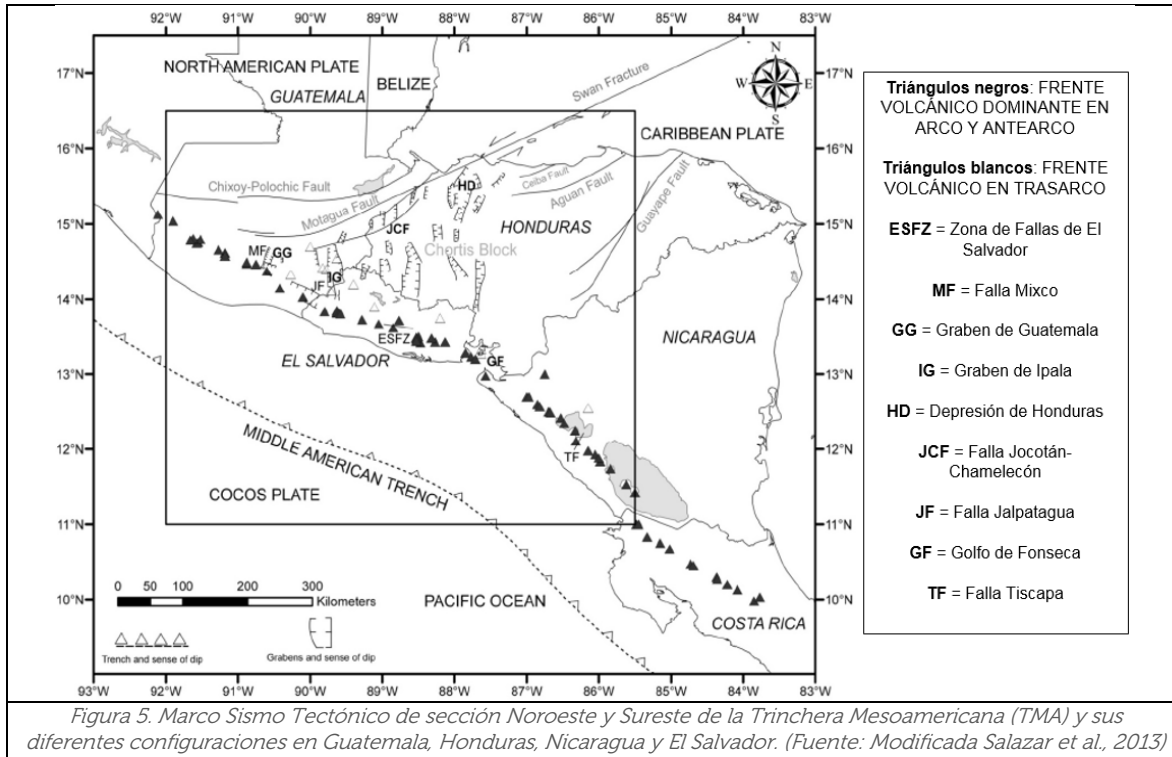
Por lo que, utilizando la misma metodología de GEM se han vuelto a crear los archivos de entrada, conformación de catálogo sísmico, depuración de réplicas, selección de modelos de atenuación, etc.; orientados a mejorar la resolución de la calidad del mapa en términos de los niveles de aceleración presentados. En los siguientes apartados se explicará los cambios y nuevos datos de entrada obtenidos para ejecutar de nuevo la amenaza sísmica probabilística.

3. Marco sismo tectónico de El Salvador

Centroamérica se encuentra emplazada dentro del conjunto de configuraciones tectónicas que constituyen la Trinchera o Fosa Mesoamericana (TMA), cuya extensión va desde el sur de las costas del Pacífico de México hasta las costas de Centroamérica. La actividad sísmica imperante en la TMA obedece a su margen convergente, definido por el proceso de subducción de la placa de Cocos por debajo de la Placa Norteamericana (hacia el Noroeste) y con la Placa del Caribe (hacia el Sureste).

Esta actividad se caracteriza por ser relativamente disconforme en toda su extensión (Dewey et al. 2004), ocasionando que exista una alta incertidumbre en la estimación del potencial sísmico y definición de las fuentes sísmicas que contribuirían a la determinación de una amenaza sísmica más precisa a nivel regional. Ver figura 5.

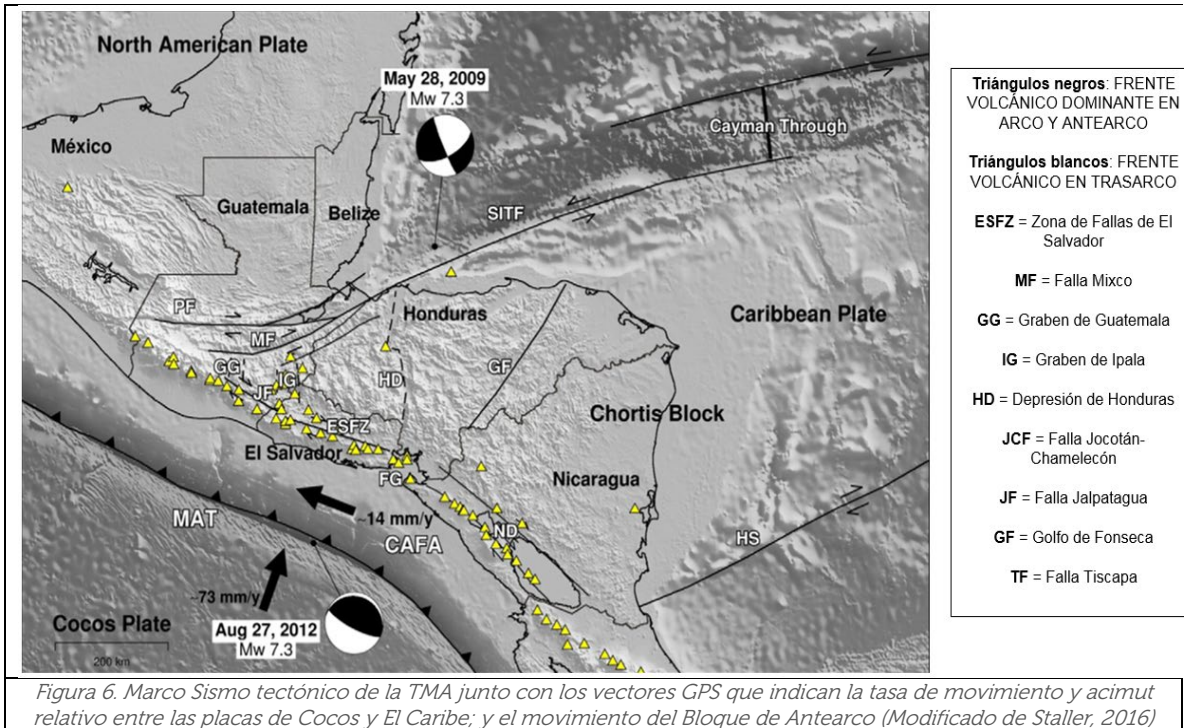
En contraste con la sección Noroeste de la TMA, el fondo marino de la Placa de Cocos en la sección Sureste de la TMA, es relativamente más viejo (20 a 40 millones de años), destacándose una topografía más suave y una ausencia importante de acreción de sedimentos (Dewey et al. 2004). Se ha determinado también en esta sección, que a profundidades que van de superficiales a intermedias, la Placa de Cocos se subduce a un buzamiento moderado (de 40° a 55°). Asimismo, se ha evidenciado mediante estudios gravimétricos que el espesor de la corteza (profundidad hasta el Manto) presenta también variaciones, por ejemplo, en la zona de Tehuantepec se estima un valor de 37 km, para la zona de Guatemala un valor de 46 km y para la zona de El Salvador, un aproximado de 35 km. (Dewey et al. 2004)



Por lo anterior, y junto a otros elementos como lo son la oblicuidad en la dirección del movimiento de la Placa de Cocos, la tasa de actividad o velocidad en que sumerge la misma, la geometría, fricción, aspereidad y el grado de acople existente en el contacto de las dos placas, **pone de manifiesto la discrepancia en la determinación de un adecuado potencial sísmico.**

En esta misma porción Sureste de la TMA o subducción de Centroamérica, existe otro proceso tectónico basado en el movimiento hacia el noroeste de una cuña de la Placa del Caribe, llamada Antearco. Esta se mueve paralelamente a la trinchera y el cual, según estudios derivados de técnicas de inversión de velocidades de GPS (DeMets, C., 2001), se desplaza a 14-15 mm/año (relativo a la Placa del Caribe) y es impulsada por la colisión del Risco de Cocos (ubicado al norte de Costa Rica) con la placa del Caribe, dirigiéndose hacia la configuración tectónica llamada triple punto de unión (Placa de Cocos, Caribe y Norteamérica). A este fenómeno se le conoce como Escape Tectónico. Ver figura 6.

De la misma manera, con estos estudios geodéticos se ha podido estimar la velocidad a la que se subduce la placa de Cocos debajo de la Placa del Caribe; encontrándose que varía desde aproximadamente 70 mm/año en Guatemala, 77 mm/año frente a El Salvador y 85 mm/año en Nicaragua-Costa Rica (DeMets, C., 2001). A simple vista, esta importante tasa de motricidad de este bloque oceánico respecto a la Placa Continental, nos indicaría una fuerte actividad sísmica, específicamente en la interfase entre las dos placas, así como también en zonas más profundas, donde dicha sismicidad influiría más sobre el peso de la placa de Cocos y su consecuente ruptura.



Sin embargo, en dichos estudios también se ha encontrado que los vectores de velocidad localizados en estaciones GPS emplazadas en Guatemala, El Salvador y Nicaragua; poseen un componente perpendicular a la trinchera muy pequeño (concentrándose su mayor valor en la dirección que se mueve la cuña antearco). Lo anterior, reflejaría que, sobre esta región (El Salvador), el grado de acoplamiento entre estas placas es relativamente bajo, permitiendo que no exista una importante acumulación de deformación en este contacto; dejando a unas pocas asperezas la contribución de toda la sismicidad, especialmente con mecanismos de falla inversos.

Adicionalmente a lo anterior, no bastando con los resultados mostrados arriba, en otras investigaciones donde se ha analizado el comportamiento de movimiento de la Placa del Caribe, se ha encontrado que dicha placa, se está alejando o escapando de la fosa centroamericana a una tasa de 20 mm/año, de manera que se puede esperar aún más, un muy bajo acoplamiento sismo-tectónico. Finalmente, de acuerdo a análisis de tasas de deformación sísmica (desplazamientos cosísmicos) y mecanismos focales de eventos propios de esa fuente sísmica de interfase, indican que solamente entre un 10% y 20% del movimiento de subducción entre las placas se manifiesta sísmicamente en eventos de subducción interfase con mecanismos inversos. (DeMets, C., 2001; Guzman-Speziale y Gomez-Gonzales, 2006; Harlow y White, 1985; McNally y Minster, 1981; White y Harlow, 1993; Pacheco et al., 1993).

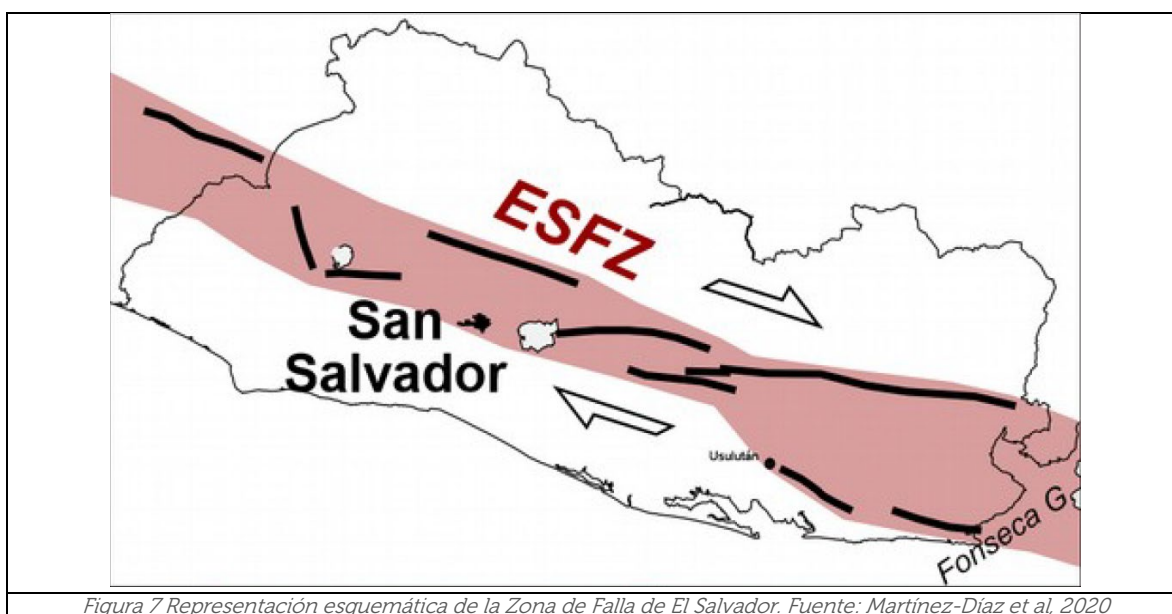
En fin, la comprensión del contexto tectónico del área y el modelo de las placas tectónicas, proporciona el marco físico de referencia para explicar el concepto de acumulación y liberación de deformación en la fuente de subducción.

Lamentablemente, la información disponible de las tasas de convergencia de las placas subyacentes no predice cuando una aspereza se romperá nuevamente; ya que la naturaleza de éstas varían de acuerdo a factores específicos que contribuyen a dicho rompimiento, como por ejemplo los desplazamientos asísmicos durante el período inter-sísmico, activación de distintas fuentes en profundidad con sus mecanismos focales asociados y los grados de acoplamiento, traducidos en importantes asperezas que podrían existir sobre la interface; las cuales algunas podrían no haberse identificado debido a la corta historia sismológica en la región.

3.1. Dominios tectónicos-estructurales

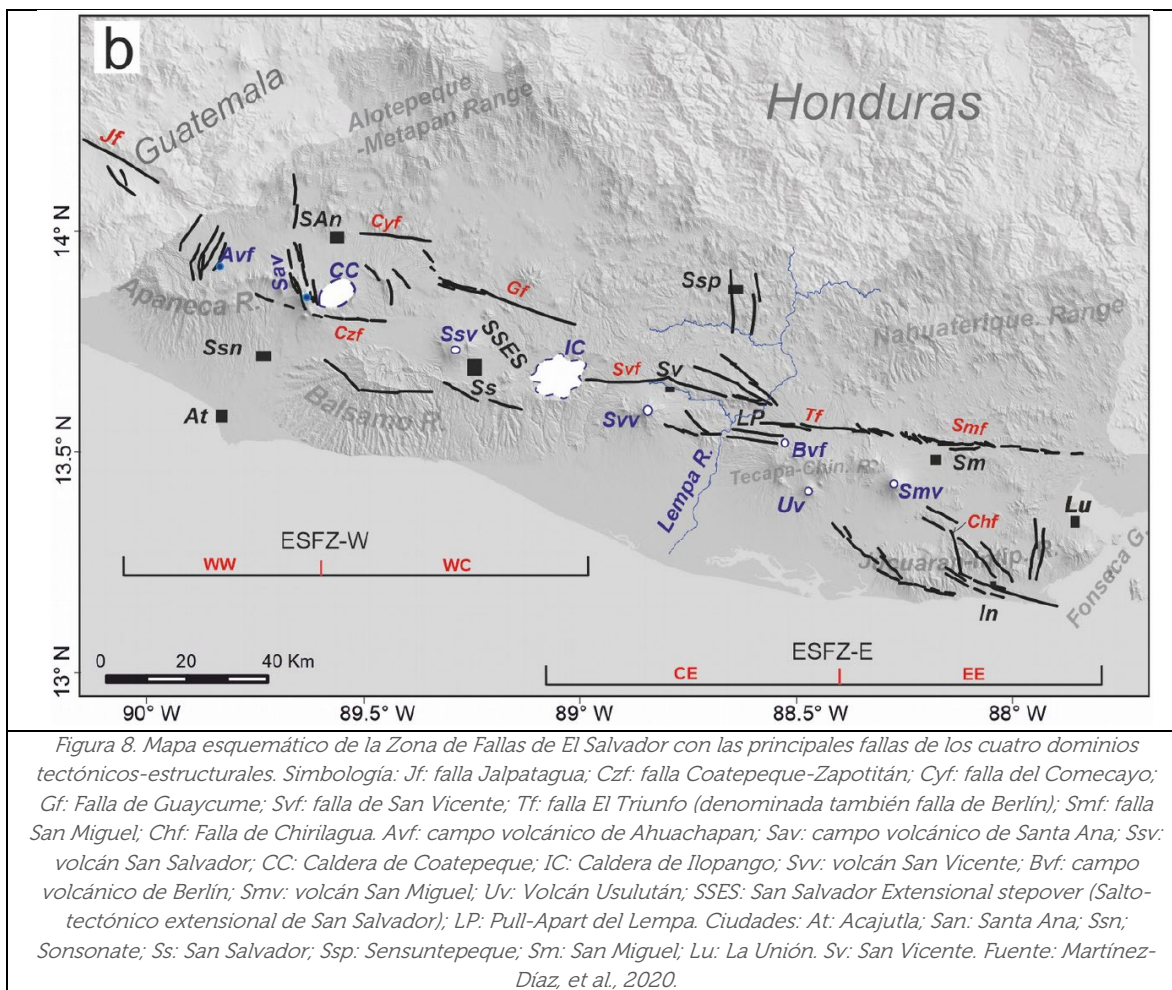
En las últimas dos décadas, El Salvador ha elevado categóricamente las investigaciones sismotectónicas y geodésicas; especialmente gracias a diversos estudios desarrollados por investigadores de la Universidad Politécnica de Madrid (UPM). Cabe mencionar, que estos estudios han recibido apoyo directo de personal del Observatorio Ambiental perteneciente al Ministerio de Medio ambiente y Recursos Naturales (MARN); por lo que se ha conformado un equipo multidisciplinario esencial entre ambos países, para poder caracterizar mejor la tectónica del país y poder utilizar sus resultados para actualizar productos como lo es precisamente la amenaza sísmica.

Gracias a estos estudios, se ha caracterizado de mejor manera la estructura tectónica del Graben Central Centroamericano (en la sección correspondiente al territorio salvadoreño), la cual atraviesa el centro del país y se desarrolla en la placa continental del Caribe. Esta caracterización obedece a la identificación geográfica de la Zona de Falla de El Salvador (ESFZ), la cual representa una estructura tectónica principal con potencial sismogénico importante y de gran interés para la comprensión de la evolución tectónica regional (Martínez-Díaz, et al. 2020). En la figura 7 se observa un esquema de dicha ESFZ.



Las dimensiones de la ESFZ son de aproximadamente 150 km de largo y 20 km de ancho, coexistiendo dentro de su estructura esfuerzos regionales de compresión en conjunto con esfuerzos distensivos en las partes superiores de la litosfera; los cuales se manifiestan a través de la definición de una serie de trazas de fallas con expresión superficial evidente (ya sea en campo o utilizando modelos digitales de elevación), y más aún con el movimiento y consecuente activación de algunas de éstas en los últimos años.

En la figura 8, se muestra un mapa de El Salvador (tomado de Martínez-Díaz, et al. 2020), donde se observan dichas fallas geológicas circunscritas dentro de la ESFZ. De acuerdo a Martínez-Díaz et al. 2020, se consideran un total de 37 fallas activas con más de cinco kilómetros de longitud (fallas individuales o conjuntos de trazas de fallas probablemente conectadas en profundidad), que presentan el mayor desplazamiento acumulado durante el Cuaternario reciente.



Es importante reconocer, que solamente en algunas fallas se ha explorado con mayor profundidad la tasa de actividad sísmica. Es decir, que se han utilizado más de una técnica para su estimación; por lo que al momento de ser consideradas en el análisis de

peligrosidad, esto se tomará muy en cuenta, con el objetivo de no utilizar valores extremos (muy conservadores) que maximicen los resultados de la amenaza sísmica. Entre dichas técnicas están la inversión de velocidades de mediciones continuas y episódicas de GPS, estudios de palesosismicidad (basados en excavaciones de zanjas y datación numérica de paleo-terremotos), análisis geomorfológicos cuantitativos, etc.

Siempre en la misma figura 8, se observa que la ESFZ presenta una variación lateral en la geometría y distribución de deformaciones, el cual llevó a [Martínez-Díaz et al. 2020] junto a un análisis de la sismicidad y datos geodéticos sobre el área, a reconocer cuatro sectores o dominios tectónicos con diferentes características estructurales, geodésicas y sísmicas, acompañados con tres regímenes de deformación activa.

Estos dominios son los siguientes: a) Dominio Occidental (ESFZ-WW), b) Dominio central occidental (ESFZ-WC), c) Dominio Central Oriental (ESFZ-EC) y d) Dominio Oriental (ESFZ.EE) En la figura 9 se pueden observar estas estructuras junto a sus respectivos regímenes de deformación, los cuales se enlistan como: a) Extensional (con deformación coaxial, puro corte y cero rotación), b) Transtensional (con deformación no coaxial y existe rotación) y c) Translación rígida (alusivo al movimiento de la cuña de antearco).

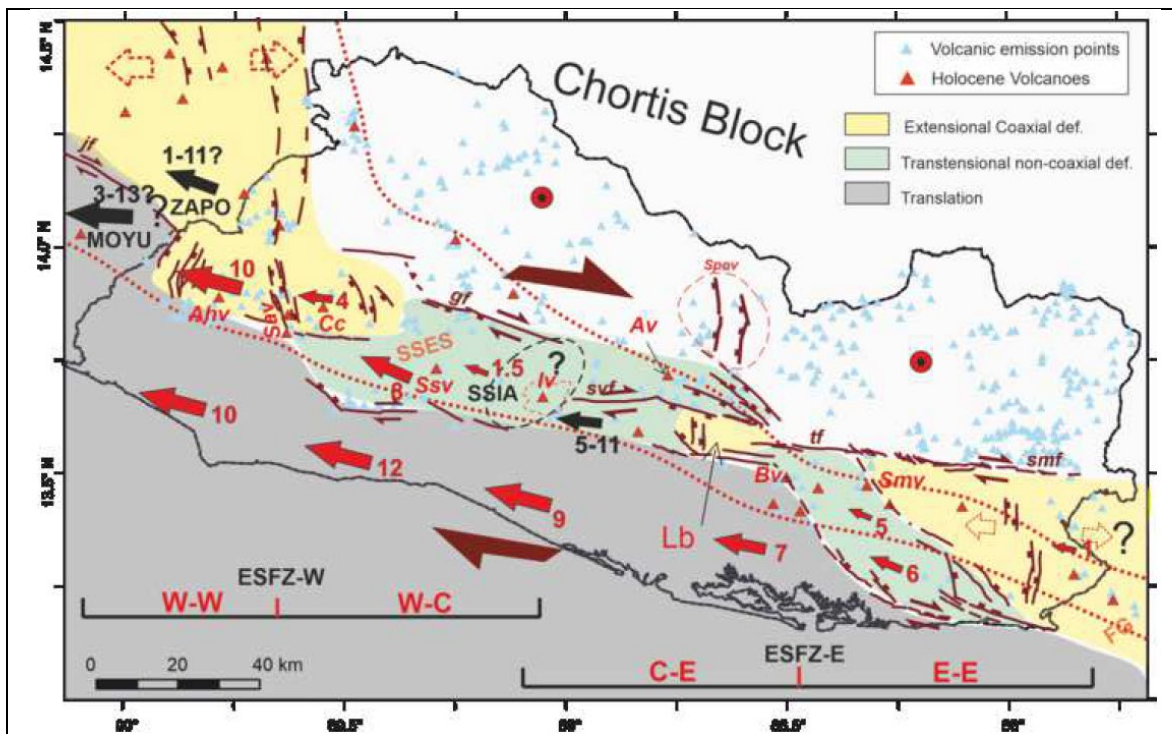
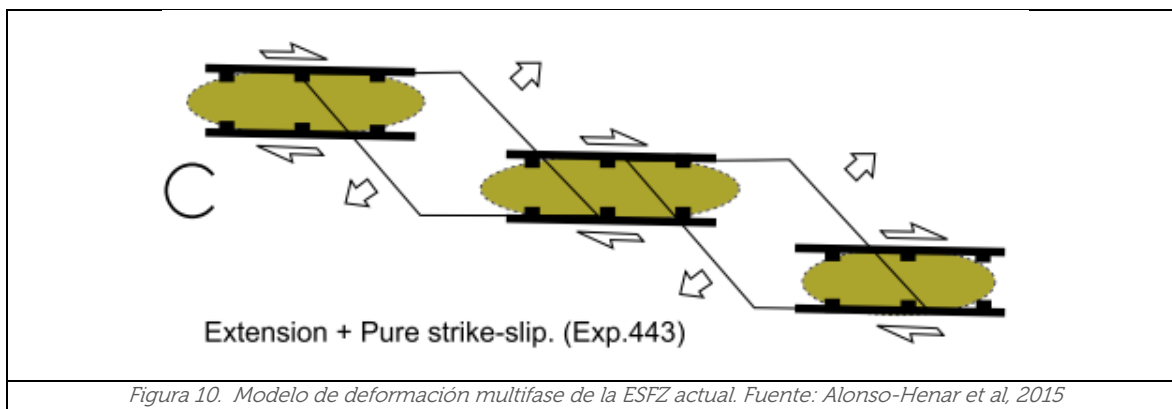


Figura 9. Modelo cinemático sinóptico de la zona de falla de El Salvador. 4 dominios tectónicos con régimen extensional (deformación coaxial) y régimen transtensional (deformación no coaxial) que son dominantes (áreas amarillas y verdes). El área gris oscuro representa la parte de la astilla del antearco con menor deformación interna y fracturación. Las flechas rojas son la velocidad (en mm / año) seleccionada de la estación GPS más confiable para cada área. En las áreas donde los valores de GPS aún muestran altas incertidumbres, las flechas se muestran en negro y se indica el rango de velocidad. Los triángulos azul claro indican la posición de los puntos de emisión volcánica del mapa geológico de Bosse et al. (1978). Las líneas rojas discontinuas delimitan el área de la corteza que incluye los volcanes que están activos durante el Holoceno (triángulos rojos) según los datos de Siebert et al. (2020). Fuente: Martínez-Díaz et al. 2020.

Una vez observado los diferentes dominios tectónicos y regímenes de deformación de la ESFZ, y con fines de mejorar la calidad en la generación del modelo de las fuentes sísmicas para el cálculo la peligrosidad superficial, es fundamental comprender las hipótesis de cómo se han venido formando dichos dominios y regímenes.

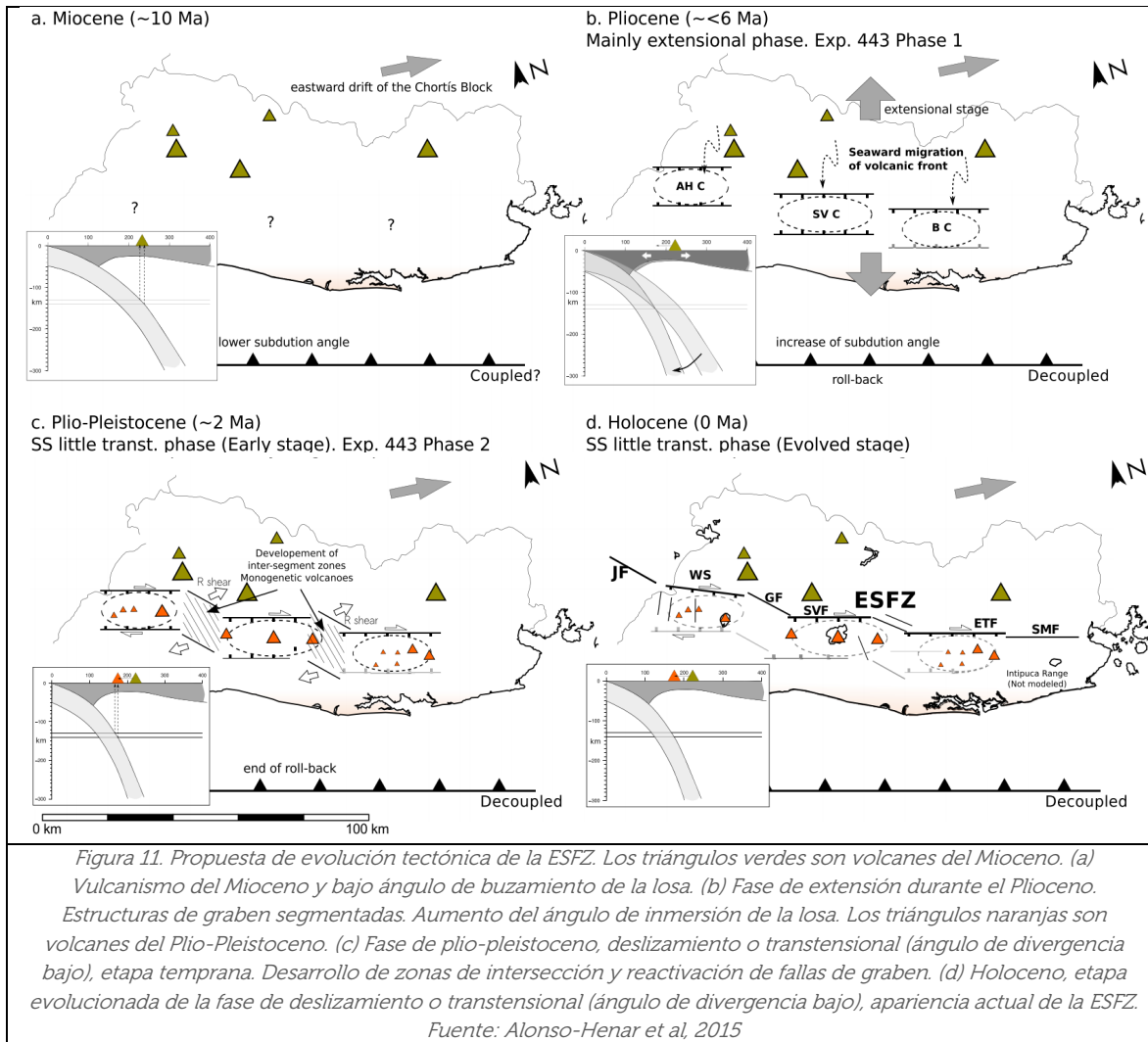
Actualmente, la ESFZ es considerada como una zona segmentada donde predominan fallamientos dextrales de desgarre (strike-slip), sin embargo, también existen otros mecanismos de ruptura, los cuales deberían de ser considerados también en el modelado de las fuentes sísmicas. La ESFZ, a lo largo de la historia geológica, ha sido partícipe de una evolución cinemática significativa; donde se presume que en su primera etapa predominaba una fase extensional completa y posteriormente vino surgiendo una nueva fase transtensional focalizada en zonas coexistiendo con otras zonas originarias de extensión. Lo anterior, explicaría la segmentación actual en los patrones de fallas de los dominios y regímenes de deformación existentes, mostrados en la figura 9. (Alonso-Henar et al., 2015)

Esta segmentación actual de la ESFZ ha sido modelada por Alonso-Henar et al., 2015, a través de ciertas pruebas experimentales y además, utilizando aspectos de otras propuestas de modelos cinemáticos como el de Agostini et al. 2006. En fin, ellos han modelado la ESFZ como una corteza delgada, frágil y discontinua que experimenta una extensión seguida de un movimiento de desgarre puro (strike-slip), así como se observa en la figura 10. Este modelo explicaría la presencia de grábenes segmentados (color café) [Canora et al., 2014], la reactivación de las fallas de desgarre (strike-slip) limítrofes a los grábenes (líneas negras sólidas) y la presencia de estructuras pull-apart (cuencas de subsidencia con extensión oblicua o también llamados en inglés extensional step-over) que se separan entre las áreas corticales adelgazadas. (Alonso-Henar et al., 2015)



De igual manera, ellos explican la razón del porqué de esta multifacética evolución cinemática de deformación (extensional y transtensional) manifestada en segmentos actualmente; así como también, la evidente extensión inicial que sufría el territorio al encontrarse evidencias en campo de migración del arco volcánico hacia el sur (dirección a la trinchera de las placas) a través del tiempo geológico. La razón está fuertemente

relacionada dentro del marco del proceso de subducción existente en la sección del TMA correspondiente a El Salvador, donde pudo existir durante las eras geológicas del Mioceno y Plioceno, un proceso denominado "roll-back" o retroceso de la placa de Cocos; la cual se subduce debajo del Bloque de Chortis. Este esquema se puede apreciar de forma clara en la figura 11, la cual ha sido tomada de (Alonso-Henar et al., 2015)



Este "roll-back" explicaría esta fase extensional inicial, ya que este proceso involucra una corteza oceánica más antigua (Placa de Cocos), que es más densa que la losa superior, subduciendo con un ángulo pronunciado. A medida que la losa más vieja colapsa en la astenosfera, puede "retroceder, roll-back" a través del manto. El retroceso de la losa puede tirar de la placa superior con ella, provocando una extensión en la placa superpuesta y posiblemente dando como resultado la extensión del arco trasero.

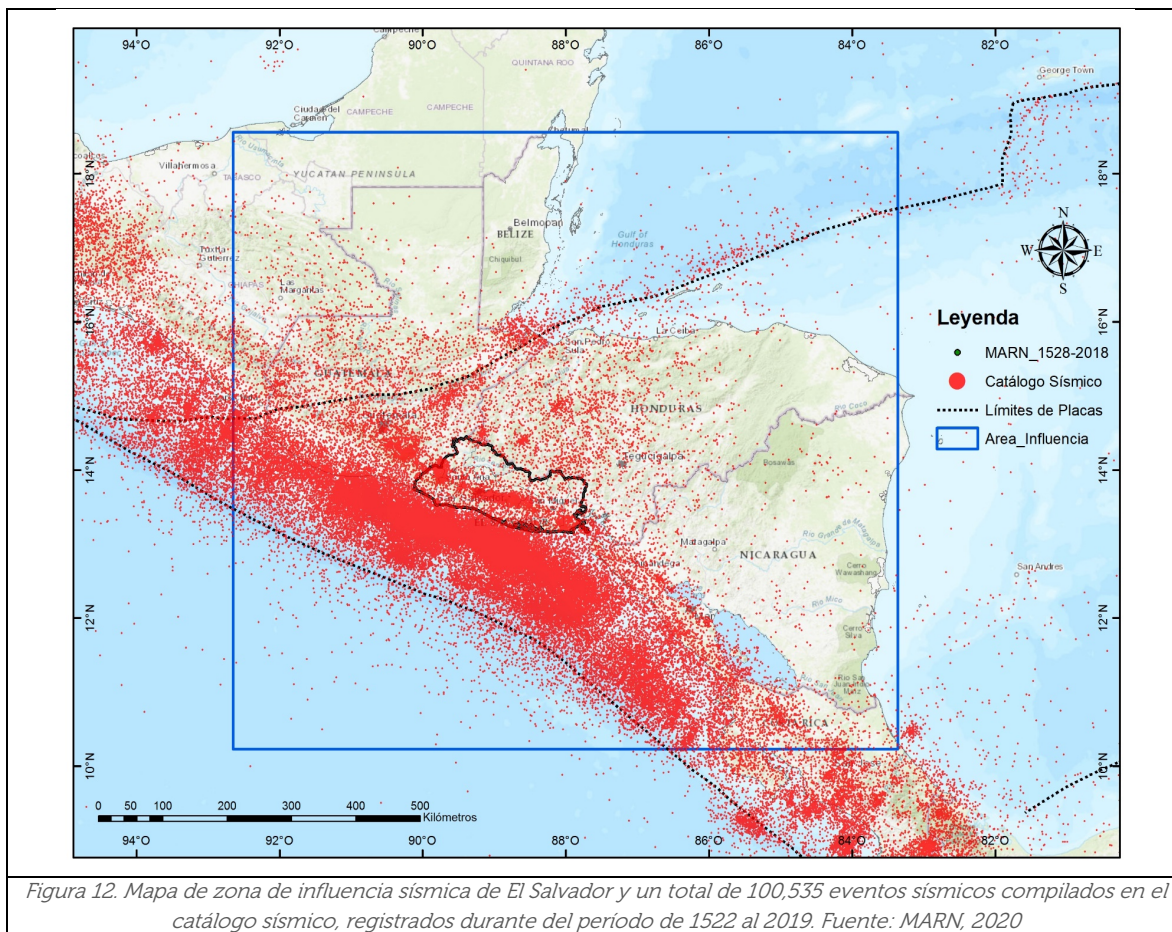
De igual manera, el "roll-back" puede hacer que la placa superior se estire hasta que se rompa. La ruptura da como resultado una tectónica extensional o un proceso en el que

la litosfera y la corteza terrestre se separan. Este estiramiento permite que el magma se eleve hacia el espacio creado por la grieta. (<http://geolnew.blogspot.com/2010/11/what-is-slab-rollback.html>)

4. Catálogo Sísmico

La mayoría de los sismos que afectan a El Salvador ocurren principalmente, a lo largo de la zona de subducción y el arco volcánico (tanto de Guatemala, en parte occidental, como Nicaragua, en zona oriental). Otras zonas con actividad sísmica importante son el sistema de fallas de Motagua y Chixoy-Polochic, en Guatemala, zonas exteriores emergentes cercanas a trincheras y la depresión de Honduras situada en la parte central de territorio hondureño (RESIS II, 2009).

Debido a lo anterior, se ha definido que el área de influencia sísmica de El Salvador se encuentra entre las latitudes norte (10.23° y 18.56°) y longitudes oeste (-92.65° y -83.36°); por lo que tanto el catálogo sísmico como las áreas fuente a utilizar en el análisis, deberán circunscribirse en dicha área, la cual se ha estimado de aproximadamente 870 mil km^2 . En la figura 12 se muestran todos los eventos sísmicos desde 1522 a diciembre de 2019, con magnitudes mayores a 3.5, considerando todas las fuentes sísmicas mencionadas



4.1. Conformación del Catálogo Sísmico

Dado el alto nivel de sismicidad de El Salvador y en miras de llevar a cabo un estudio de amenaza adecuado, la compilación de un catálogo sísmico es fundamental. Para ello, se ha recabado la información sísmica utilizando cinco fuentes, de las cuales tres han sido las más robustas, éstas son: a) Base SAL-SEISAN y Seiscomp3, ambas del MARN, b) RESIS-II: *Homogenized catalogue for Central America*, y c) catálogo GEM-GHEC utilizado en Proyecto CCARA 2017: *Global Earthquake Historical Catalogue*. Las fuentes restantes (utilizadas para cerciorarse de la ocurrencia de eventos y extracción de parámetros focales) son las siguientes: USGS: *Earthquake Hazards Program* y Harvard Centroid Moment Tensor (CMT).

La primera fuente, es la base de datos sísmica llamada "SAL" que es alimentada por los softwares SEISAN y Seiscomp3. Esta posee un total de 98,943 registros sísmicos que van desde 1984 al 2019, con una variedad de tipos y valores de magnitud mayores a 1.5. Estas magnitudes varían entre: M_c (coda o de tiempo), M_l (local o Richter-Wood-Anderson), M_j (local de Japón), M_s (superficial), m_b (ondas de cuerpo), etc.

Los sismos encontrados y calculados con el software SEISAN, son determinados con un modelo de corteza regional para calcular todos los hipocentros. Por otra parte, los sismos determinados con nuestro nuevo software de adquisición (Seiscomp3), el cual comenzó a configurarse desde el 2011, una parte se ha determinado con el mismo modelo de corteza regional utilizado en SEISAN, sin embargo, la parte restante (a partir del 2017) se mejoró el Modelo de Corteza 1D por fuentes sísmicas y se dividió para cálculos de sismos regionales y locales, resultando en localizaciones hipocentrales más precisas.

La segunda fuente corresponde propiamente al catálogo sísmico utilizado en el proyecto RESIS II, donde su información prácticamente fue extraída de la base de datos SAL y de otras bases de datos de observatorios sismológicos de la región.

Este catálogo fue filtrado para la zona de influencia de El Salvador y ya se encontraba homogenizado a magnitud momento (M_w), la cual es la magnitud que es reconocida mundialmente como la mejor en describir la energía de un sismo, basada en parámetros propios de la geometría de la falla de ruptura. Revisando el documento de RESIS II, se observa que dicha homogenización fue realizada por cada país, donde se obtuvieron relaciones empíricas a través de regresiones lineales entre los diferentes tipos de magnitudes con M_w . Adicionalmente, es importante destacar, que el catálogo sísmico de RESIS II ya se encontraba depurado, es decir, que los eventos considerados como réplicas y premonitores ya habían sido removidos

La tercera fuente es alusiva al catálogo utilizado en el proyecto CCARA 2017 (<https://hazard.openquake.org/gem/models/CCA/>), el cual es de mencionar que toma parte del catálogo de RESIS II y también parte de la base SAL actualizada a la fecha, la

cual fue provista a dicho proyecto. Este catálogo ya se encontraba homogenizado, utilizando expresiones diferentes a las empleadas en el catálogo de RESIS II. Asimismo, se han filtrado magnitudes mayores a M_w 3.0.

Finalmente, para la realización de este trabajo de actualización de amenaza sísmica, se fue consolidando un nuevo catálogo sísmico, con la información de las tres fuentes mencionadas anteriormente, acompañándose de un sistema de información geográfica y siendo cuidadosos de no duplicar eventos sísmicos.

Adicionalmente, este catálogo fue mejorándose con la información de las fuentes del USGS (NEIC) y el Harvard CMT, sobre localizaciones y mecanismos focales de eventos sísmicos dentro de dicha zona. En ocasiones, si la información sobre el mecanismo focal del evento estaba disponible, se procedía a ingresarla en la tabla. En definitiva, se consolidó un catálogo sísmico No depurado de 100,535 eventos sísmicos, con magnitudes (que variaban su tipo) mayores a 1.5; desde 1522 hasta el año 2019.

A continuación, en la tabla 1 se muestran el total de eventos sísmicos por tipo de magnitud, consolidados dentro del catálogo sísmico final.

Tabla 1. Sismos seleccionados del catálogo sísmico para llevar a cabo relaciones entre magnitudes

M_w	Ml	Mc	mb	Ms	Total
637	24,793	74,109	789	207	100,535

4.2. Control de calidad en localización de eventos

En el proceso de verificación del catálogo sísmico compilado en el proyecto CCARA, se pudo observar ciertas discrepancias en la ubicación geográfica de algunos eventos sísmicos, donde algunos de los cuales son muy importantes al momento de definir parámetros de recurrencia y distribución de magnitudes para las fuentes sísmicas; pudiendo contribuir realmente en la amenaza sísmica en un lugar.

Como se mencionó anteriormente, el catálogo CCARA se crea básicamente utilizando fuentes globales y regionales (para El Salvador: base SAL y RESIS II), luego solo los expertos locales que trabajan con datos nacionales pueden ayudar a encontrar errores y mejorar los datos con información nueva o más sólida.

Por lo anterior, se tuvo que realizar un control de calidad de dichos eventos, especialmente a aquellos localizados dentro del territorio, ya que algunas fuentes internacionales pudiesen haberlo localizado de manera errónea debido a la falta de estaciones sísmicas para su respectiva localización hipocentral.

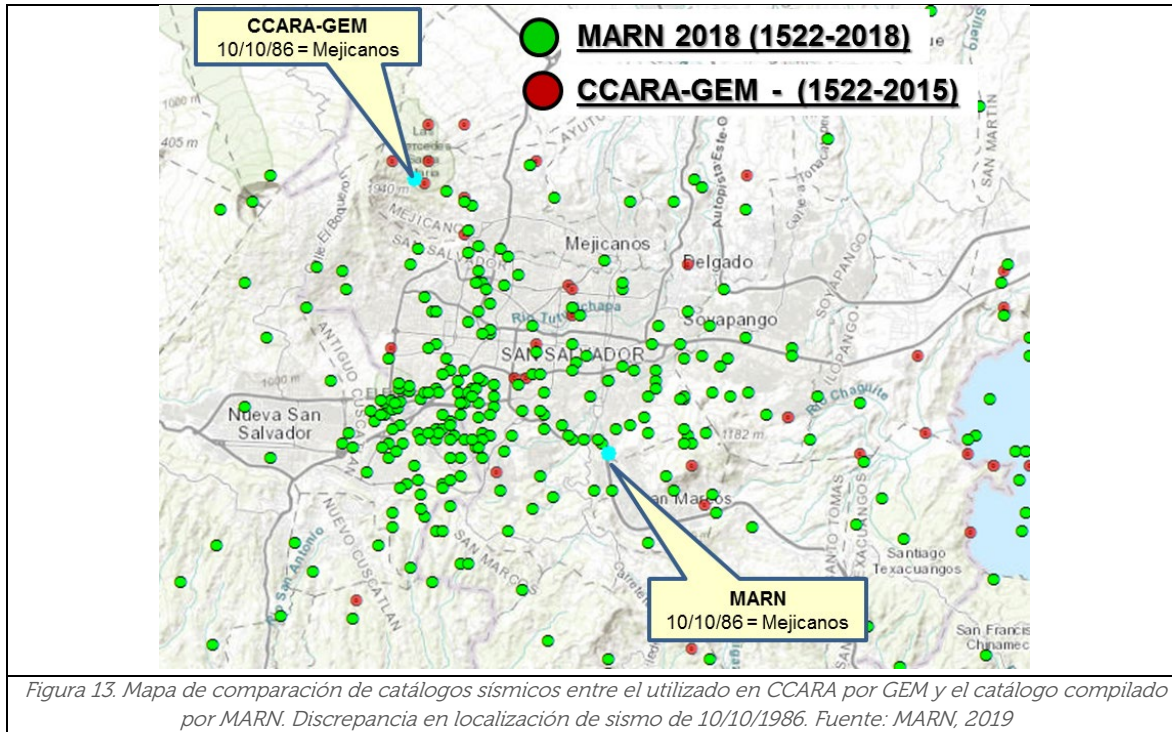


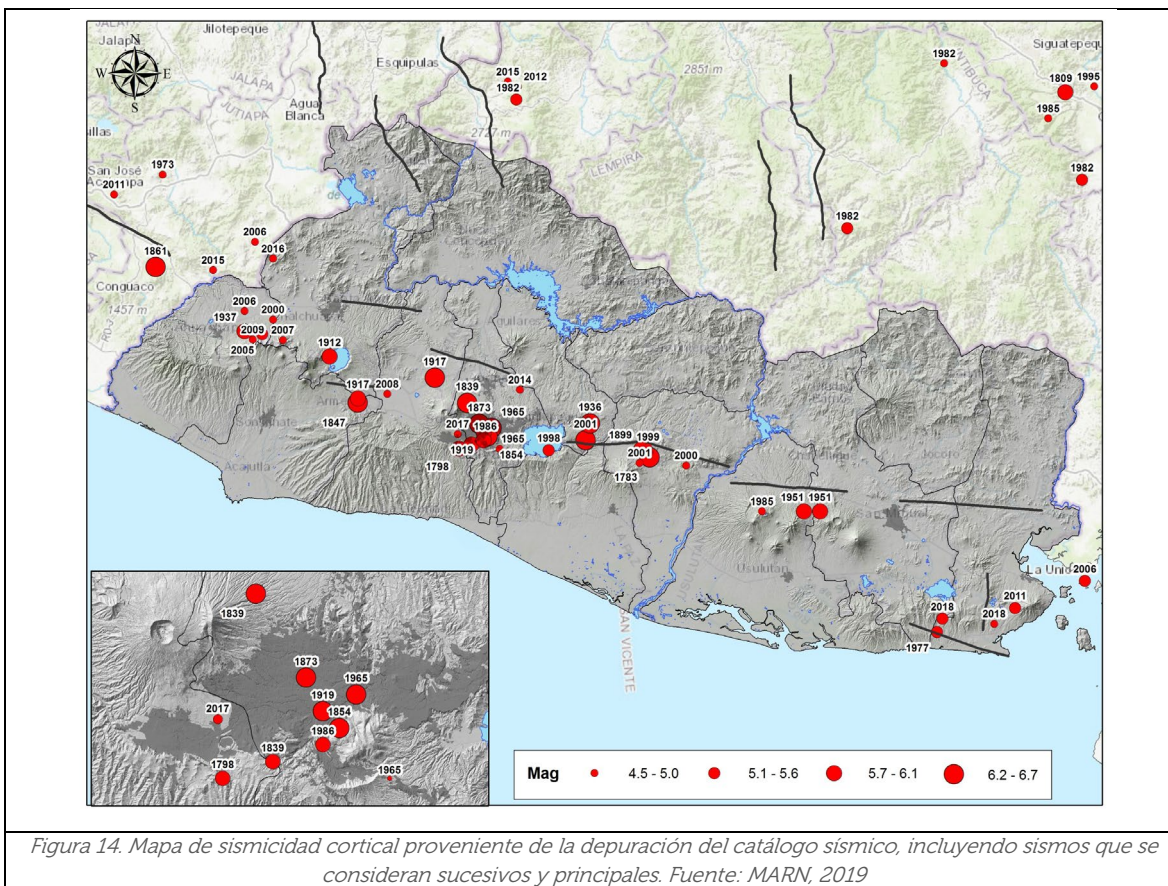
Figura 13. Mapa de comparación de catálogos sísmicos entre el utilizado en CCARA por GEM y el catálogo compilado por MARN. Discrepancia en localización de sismo de 10/10/1986. Fuente: MARN, 2019

En la figura 13, se muestra un ejemplo de la mala ubicación del evento sísmico cortical del 10 de octubre de 1986, el cual causó muchos daños sobre edificios y viviendas en la ciudad de San Salvador, y, por lo tanto, tener su ubicación más precisa es sumamente importante. Lo anterior, conllevaría en la amenaza sísmica evaluada en el proyecto CCARA a realizar un nuevo modelo de amenaza sísmica, manteniendo las consideraciones con la integración con las fallas geológicas (buffer y evitar duplicidad).

4.3. Depuración de sismos dentro de ESFZ

Durante la conformación del catálogo a ser utilizado en la evaluación de la amenaza sísmica, se vio necesario realizar un segundo control de calidad, con el argumento de reconocer el tipo de sismicidad sucesiva que ocurre en las fallas geológicas del territorio. Este tipo de sismicidad es alusivo a los complejos y particulares procesos de ruptura de las fallas geológicas, influenciadas por esfuerzos estáticos transferidos por el movimiento relativo de fallas geológicas vecinas; gracias a los dominios tectónicos-estructurales que fueron abordados en el capítulo 3.1.

Dada la representación de las magnitudes (es decir, no se reconoce un solo evento principal) y ubicaciones de las series sísmicas, se asume que pudiese existir un conjunto de fallas escalonadas o conjugadas, que se activan al recibir la inducción sísmica de parte de las fallas vecinas. En la figura 14 se muestra un extracto de la sismicidad cortical ocurrida en El Salvador, depurando las réplicas y premonitores (utilizando algoritmos enfocados a analizar ventanas de distancia y tiempo para garantizar la distribución de Poisson) y teniendo cuidado de eliminar eventos importantes.



En esta segunda garantía de calidad realizada (verificación del análisis de desagrupamiento, "declustering" en inglés), se debe tener cuidado en no comprometer la base del enfoque de un análisis sísmico probabilístico puro (PSHA, siglas en inglés) el cual sigue un proceso de Poisson homogéneo para describir la ocurrencia del terremoto. Por lo que se debe garantizar en mantener la tendencia de este proceso. En otros tipos de análisis, como el peligro sísmico probabilístico de réplicas (APSHA, siglas en inglés) [Yeo y Cornell, 2009]; o el de libre zona (Woo, 1997), se podría incluir todos los eventos, ya sea premonitores, principales y réplicas, y estimar el posible movimiento del suelo.

4.4. Homogenización de catálogo sísmico

Respecto al proceso de homogenización, inicialmente se procedió a identificar que eventos sísmicos poseían el registro tanto de un tipo de magnitud como la M_w ; ya que con esta información se trabajaría en establecer relaciones empíricas entre las mismas, mediante procedimientos estadísticos.

Durante esta identificación, se seleccionaron aquellos eventos que se consideraron adecuados para determinar dichas nuevas regresiones entre magnitudes y obtener una nueva magnitud momento homogenizada (M_w). Básicamente, se seleccionaron aquellos sismos que han sido registrados instrumentalmente, dejando fuera aquellos sismos

históricos que han sido estimados acorde a lóbulos de intensidad macrosísmica y que datan desde los años 1500; los cuales a fin de cuentas son incorporados dentro del catálogo final para realizar análisis de magnitud de completitud. A continuación, en la tabla 2 se muestra el número de eventos totales que contenían los dos tipos de magnitud registrados y los cuales son aptos para realizar el proceso de regresión y obtener nuevas ecuaciones de homogenización.

Tabla 2. Sismos seleccionados que contenían tanto el tipo de magnitud mostrado como el de Mw

Ml	Mc	Mb	Ms	Total
152	124	113	2	391

Para llevar a cabo este proceso de homogenización, se ha seguido la metodología planteada por Ranjit Das et al., 2012, en su trabajo "*Homogenization of Earthquake Catalog in terms of Magnitude using General Orthogonal Regression*". El autor expone que es común encontrarse con catálogos sísmicos heterogéneos en su tipo de magnitud, y además dada la complejidad de los terremotos y las variaciones en las características de la propagación de ondas sísmicas a diferentes distancias del epicentro, los valores de dichas magnitudes contienen errores de medición; lo cual resulta vital en procesos de conversión a otros tipos de magnitud.

De la misma manera, el autor explica que es ampliamente común obtener conversiones utilizando regresiones lineales bajo un enfoque de mínimo cuadrados; donde se supone que una de las magnitudes ($M?$ variable independiente: Ml, mb, Ms y Mc) está libre de errores o bien el orden de su error es muy pequeño en comparación con los errores de medida de la variable dependiente (Mw).

Por lo que, al seguir utilizando este enfoque conduciría a resultados erróneos para la correlación entre magnitudes. Por lo tanto, es apropiado usar el procedimiento de Regresión Ortogonal General (GOR), el cual toma en cuenta los errores de ambas magnitudes; mediante la estimación de una relación de Varianza del error (η). En este trabajo se sugiere utilizar una Varianza de 0.2 (Das et al. 2011).

Una vez realizada la regresión ortogonal, la metodología plantea una segunda regresión, para poder estimar de manera más precisa aquellos eventos que no posean ambas magnitudes, es decir, al momento de aplicar la ecuación al catálogo sísmico que solo contenga el tipo de magnitud ($M?$) buscada. Por tanto, debe de realizarse un reajuste de la magnitud ($M?$) mediante una nueva ecuación obtenida de un análisis de regresión lineal, entre los valores calculados de $M?$ (llamados $M?$ _proxy, despejados de la ecuación de la ecuación ortogonal con Mw) con los valores originales de $M?$ que se utilizaron inicialmente para realizar el GOR.

Para acelerar el cálculo, se utilizó un programa de estadística llamado Minitab 16, el cual posee la opción de realizar análisis de regresiones GOR y lineales. En resumen, los

registros dentro del catálogo que tengan solamente el tipo M?, deben ser primero ajustados linealmente con ecuación de M?_proxy, y luego el M?_proxy obtenido, se debe sustituir en la ecuación de Mw ajustada con la regresión ortogonal. Es indudable que, en ciertos eventos sísmicos se registran más de una magnitud considerada como variable independiente, por lo que se tiene que tomar una decisión de la jerarquía a utilizar para realizar la respectiva homogenización a Mw; y así definir la conformación definitiva del catálogo sísmico. A continuación, en la tabla 3 se muestra dicha jerarquía con sus respectivas ecuaciones obtenidas tanto de la regresión ortogonal como lineal

Tabla 3. Jerarquía de ecuaciones entre magnitudes utilizadas para la conformación del catálogo sísmico

Si existe Mw se traslada directamente su valor

Si no existe Mw, pero existe Ml

Utilizar las siguientes expresiones de Hanks y Boore que relaciona el Momento Sísmico, y luego la de Kanamori para convertirla a Mw.

$$Mw = \frac{2}{3} (17.53 + 0.63 Ml + 0.10 Ml^2) - 10.7$$

Esto se hizo, ya que no se obtuvo una buena regresión ortogonal entre ambas magnitudes.

Si no existe Mw ni Ml, pero existe mb.

mb se convierte a Mw, usando las relaciones siguientes:

$$mb_proxy = 0.738 * mb + 1.20$$

$$Mw = 1.167 * mb_proxy - 0.376$$

$$Mw = 1.167 * (0.738 * mb + 1.20) - 0.376$$

Si no existen Mw, Ml ni mb, pero existe Mc.

Mc se convierte a Mw usando las relaciones siguientes:

$$Mc_proxy = 0.735 * Mc + 1.08$$

$$Mw = 1.096 * Mc_proxy + 0.155$$

$$Mw = 1.096 * (0.735 * Mc + 1.08) + 0.155$$

Si no existen Mw, Ml ni Mb, ni Mc, pero existe Ms.

Ms se convierte a Mw usando esta relación.

Siempre y cuando Ms sea menor a 6.6 de lo contrario Ms será igual a Mw.

$$Mw = 0.077 * Ms^2 - 0.155 * Ms + 4.363$$

Dado el bajo coeficiente de Correlación obtenido en el proceso para la Ms, se extrae la relación calculada en el trabajo de Salazar et al, 2013: JCEA - 20130217-3

Durante el proceso de homogenización se encontró que algunos eventos no poseían la información incompleta de sus parámetros principales, por lo que se procedió a removerlos.

De la misma manera, por practicidad en el manejo de la información y debido a que los sismos pequeños no contribuyen mucho al cálculo de la amenaza sísmica, se decidió en remover los sismos con magnitudes homogenizadas menores a ($M_w=3.5$).

Finalmente, se obtuvo un catálogo sísmico con un total de 28,897 eventos sísmicos; aproximadamente un 30% del total de sismos compilados en el catálogo inicial. En la figura 15 se observa un mapa con el catálogo resultante con M_w arriba de 3.5.

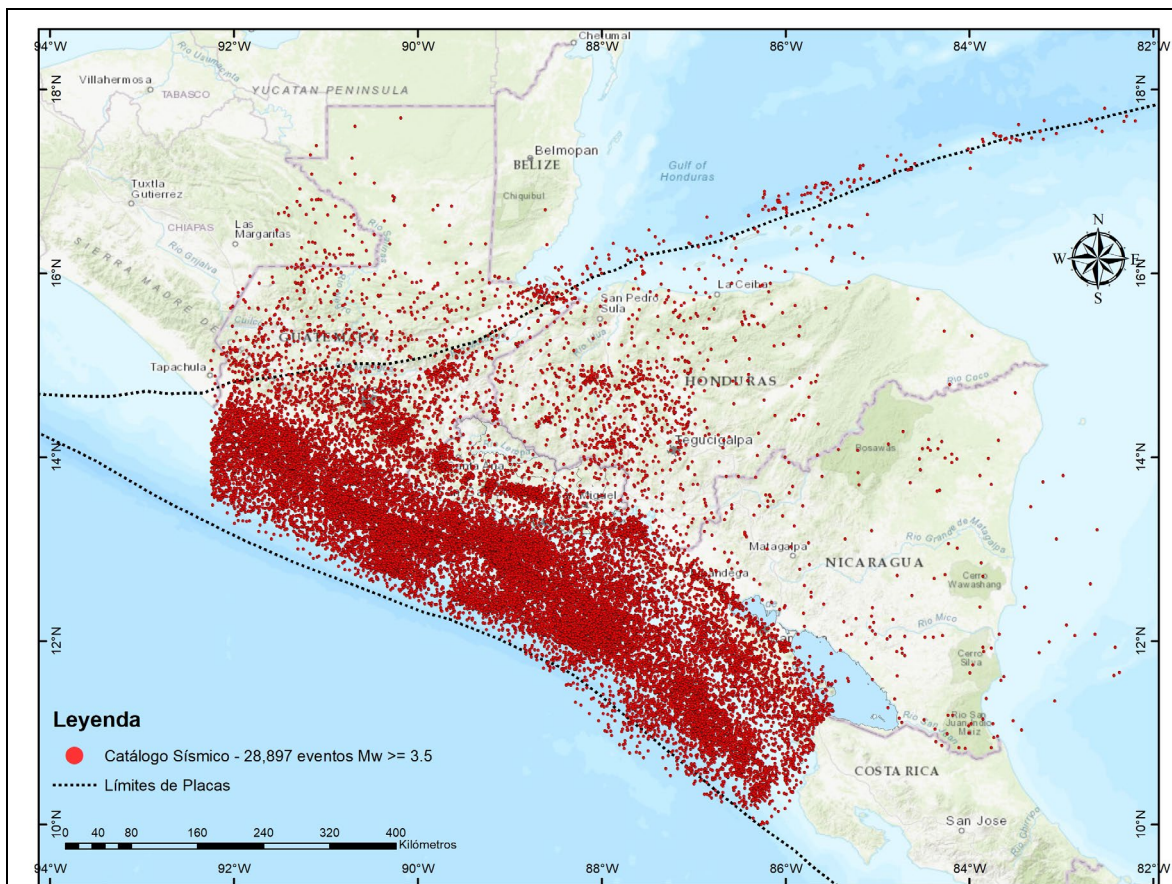


Figura 15. Mapa de sismicidad contenida en catálogo sísmico con magnitudes M_w arriba de 3.5 y limitados al área de influencia sísmica. Fuente: MARN 2019

5. Concepción de fuentes sísmicas

Dentro de las diversas maneras de representar las zonas con potencial sísmico, se presentarán aquellas que son consideradas, para este momento, como las más innovadoras y que representan el estado del arte de concepción de fuentes sísmicas. En

el proyecto CCARA, al igual que en los trabajos pasados de amenaza sísmica, para el contexto tectónico de El Salvador se identifican tres tipos de zonificaciones principales:

- **Corteza Superficial Activa** (*Active Shallow Crust*),
- **Subducción Interfase** (*Subduction Interface*), y
- **Subducción Intraplaca** (*Subduction IntraSlab*).

Es importante aclarar, que en esta actualización de la amenaza sísmica, no se ha considerado la contribución sísmica de la fuente tsunami generadora llamada Exterior Emergente (*outer-rise*, en inglés). El motivo de lo anterior, se debe a que son fuentes sísmicas que si bien pueden presentar sismos con magnitudes importantes, estos se encuentran muy alejados del territorio, permitiendo que el nivel de aceleración sea relativamente bajo.

Adicionalmente, lo que se busca principalmente en este trabajo, es observar los efectos propios de las tres fuentes sísmicas principales, las cuales presentan sus mecanismos de fallamiento bien identificados. No se descarta en una futura actualización poder considerar esta zona sísmica y cuantificar que tanto inciden en los niveles de aceleración del terreno.

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*". Comúnmente el mecanismo focal que predomina en esta fuente es de tipo Normal, con profundidades menores a los 50 km; es decir, que el lecho oceánico en vez de levantarse, éste se sumerge. En la figura 16, se muestra un esquema del tipo de fallamiento de esta fuente.

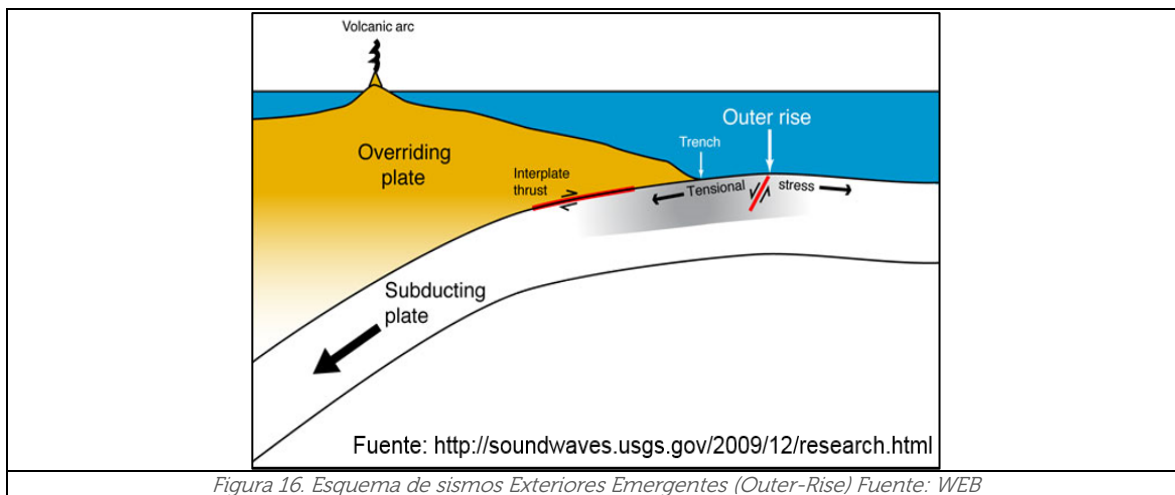


Figura 16. Esquema de sismos Exteriores Emergentes (*Outer-Rise*) Fuente: WEB

5.1. Generalidades y consideraciones

Para efecto de realizar una adecuada y ordenada evaluación probabilística de la amenaza sísmica, es necesario constar con un catálogo sísmico completo y confiable, que posea todos los sismos pertenecientes a las diferentes zonificaciones sísmicas (enumeradas anteriormente), que influyen a la zona de estudio, y que permita llevar a cabo un procedimiento de clasificación o **regionalización** de eventos considerando el ambiente tectónico en el que ocurren.

Actualmente, existen varios enfoques para realizar dicha clasificación y así poder discretizar la sismicidad exclusiva para un tipo de fuente. La forma más sencilla es utilizar límites de profundidad (es decir, los eventos en la profundidad de Moho podrían considerarse menos profundos), pero en entornos tectónicos complejos se debe introducir un análisis 3D (es decir, modelo Slab2.0).

En este trabajo, ya que se identifican claramente los regímenes tectónicos, se decidió utilizar la clasificación por límites de profundidad aunado (para eventos importantes) con los mecanismos de ruptura, estilos de fallamiento, ángulos de caída sobre ejes de tensión y compresión del mecanismo focal (recopilados de la fuentes de Harvard CMT), etc.; convirtiéndose sin duda en un arduo trabajo.

Dentro de la clasificación, se tuvo cuidado al momento de analizar los sismos muy profundos, ya que algunos tienden a presentar mecanismos inversos debido a la gran inclinación de la losa de subducción (el eje T (tensión) del mecanismo focal, se inclina más pronunciadamente) y, por lo tanto, al proyectar el hemisferio inferior sobre la superficie se puede apreciar este mecanismo. Este efecto se visualiza en la figura 16.

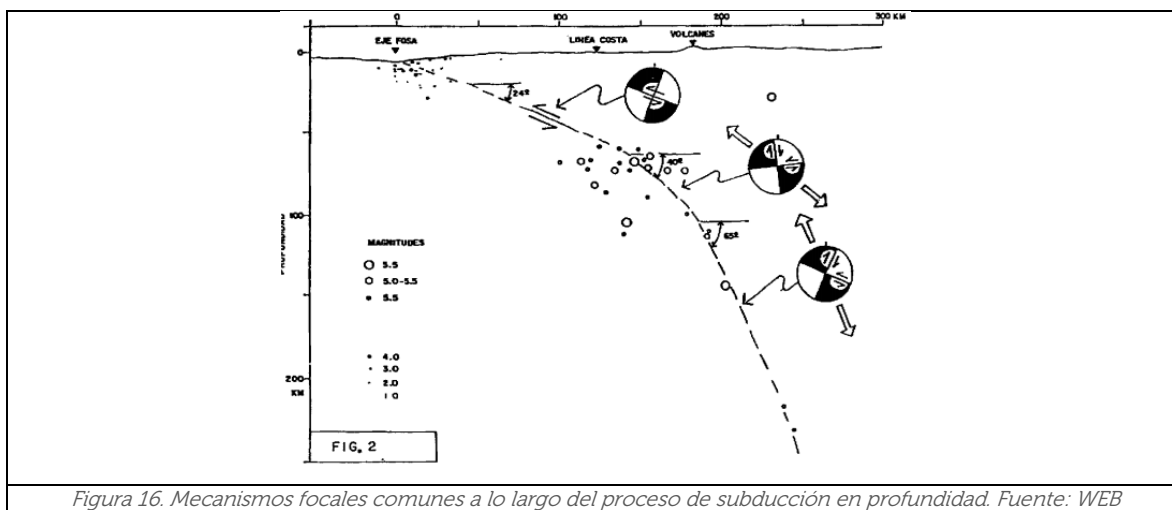


Figura 16. Mecanismos focales comunes a lo largo del proceso de subducción en profundidad. Fuente: WEB

Adicionalmente a lo anterior, para la clasificación de fuentes se utilizó el criterio de determinar eventos con fallamientos oblicuos, los cuales poseen ángulos de caída o

inclinación menor a 45° , tanto los ejes de T y P. Por practicidad, se hace la siguiente clasificación:

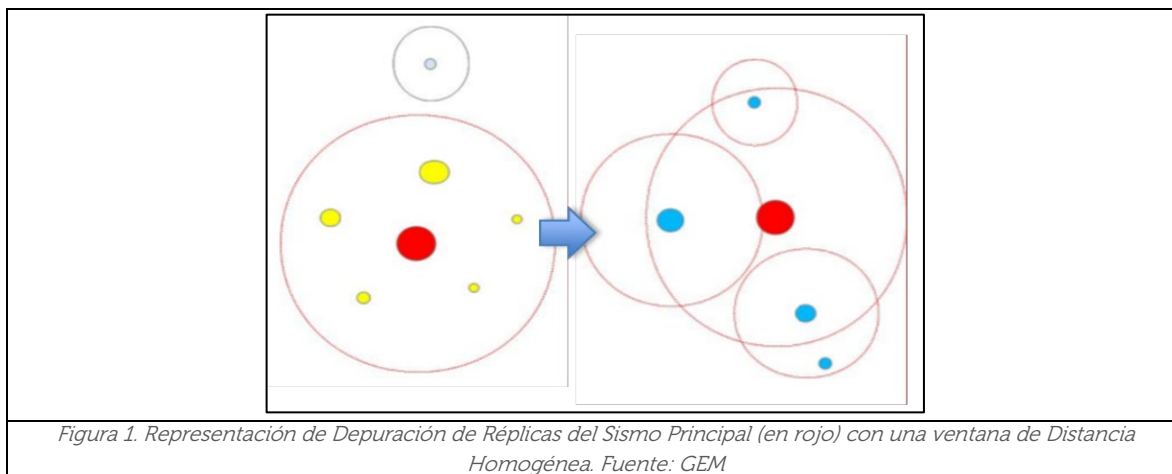
- Evento con mecanismo inverso, a aquellos que poseen un ángulo de inclinación del eje T mayor o igual a 45° , y
- Evento con mecanismo normal, a aquellos que poseen un ángulo de inclinación del eje P mayor o igual a 45° .

5.1.1. Teoría sobre depuración de réplicas y premonitores

La concepción oriunda de un estudio de evaluación probabilística de amenaza sísmica (PSHA, sus siglas en inglés) establecido con el método de zona rígida, se fundamenta en considerar que los registros de eventos sísmicos contenidos en los catálogos, obedezcan a un comportamiento basado en un proceso y distribución de Poisson; asumiendo así, la independencia de éstos en tiempo y espacio.

Por lo tanto, se trabajaron con los diferentes sub-catálogos sísmicos extraídos de la regionalización realizada por fuente sísmica; y se reconfigurarán nuevamente después de la remoción de sismos que podrían considerarse como premonitores o réplicas, para garantizar una distribución de Poisson.

Para este proceso, existen diversas metodologías o algoritmos que varían de acuerdo a ventanas de tiempo y de distancia respecto a un sismo considerado como principal, para así buscar premonitores y réplicas del mismo, y ser posteriormente eliminados, garantizando la independencia del evento principal siguiendo una distribución de Poisson. Lo anterior, se haría siendo cuidadoso en no eliminar eventos importantes dentro del territorio (asociados a sismos sucesivos en fallas geológicas vecinas), tal como se explicaba en el apartado 4.3. Estas son la metodología Gardner & Knopoff (1974) y Afteran (Musson, 1999). Una representación de este proceso se visualiza en la figura 17.



5.1.1.1. Gardner y Knopoff (1974)

El algoritmo de ventanas simples más aplicado en este tipo de estudios es el de Gardner y Knopoff (1974). Originalmente concebido para el sur de California, el método simplemente identifica las réplicas en virtud de ventanas fijas de tiempo y distancia proporcionales a la magnitud del evento o sismo principal.

Si bien esta premisa es relativamente simple, la forma en que se aplican las ventanas puede ser ambigua. El proceso se basa en buscar eventos en un orden de magnitud-descendente y luego se eliminan los eventos que quedan dentro de la ventana del evento más grande.

Por lo que el algoritmo es capaz de identificar los premonitores y las réplicas, simplemente aplicando las ventanas adelante y atrás en el tiempo desde el sismo principal. Cabe mencionar, que no se hace distinción entre las réplicas primarias (las que resultan del evento principal) y las réplicas secundarias o terciarias (las originadas por las réplicas posteriores); sin embargo, se supone que todo ocurriría dentro de la ventana. A continuación, se muestra las distintas concepciones de ventanas de tiempo que se han utilizado por diversos autores:

- Gardner and Knopoff (1974)

$$\text{distance (km)} = 10^{0.1238M + 0.983}$$

$$\text{time (decimal years)} = \begin{cases} 10^{0.032M + 2.7389} & \text{if } M \geq 6.5 \\ 10^{0.5409M - 0.547} & \text{otherwise} \end{cases}$$

- Gruenthal (1978)

$$\text{distance (km)} = e^{1.77 + (0.037 + 1.02M)^2}$$

$$\text{time (decimal years)} = \begin{cases} |e^{-3.95 + (0.62 + 17.32M)^2}| & \text{if } M \geq 6.5 \\ 10^{2.8 + 0.024M} & \text{otherwise} \end{cases}$$

- Uhrhammer (1986)

$$\text{distance (km)} = e^{-1.024 + 0.804M} \quad \text{time (decimal years)} = e^{-2.87 + 1.235M}$$

Es evidente observar que las primeras dos expresiones poseen un sesgo en la ventana del tiempo, para sismos con magnitud mayor a 6.5; por lo que se hará uso de la ventana de tiempo más reciente de Uhrhammer (1986), la cual podría ser no muy rigurosa al momento de la depuración. En definitiva, este algoritmo de Gardner & Knopoff (1974) consideraría ventanas de tiempo estáticas entre el sismo principal y los posibles premonitores y réplicas. Asimismo, para considerar el efecto de premonitores (los cuales son difíciles de identificar) se utiliza un valor que es fracción del número de réplicas

esperado. Para este trabajo, por practicidad no se tomará en cuenta la proporción de los premonitores (solamente el de las réplicas), por lo que se colocará un valor próximo a cero de la fracción de las réplicas mencionada anteriormente.

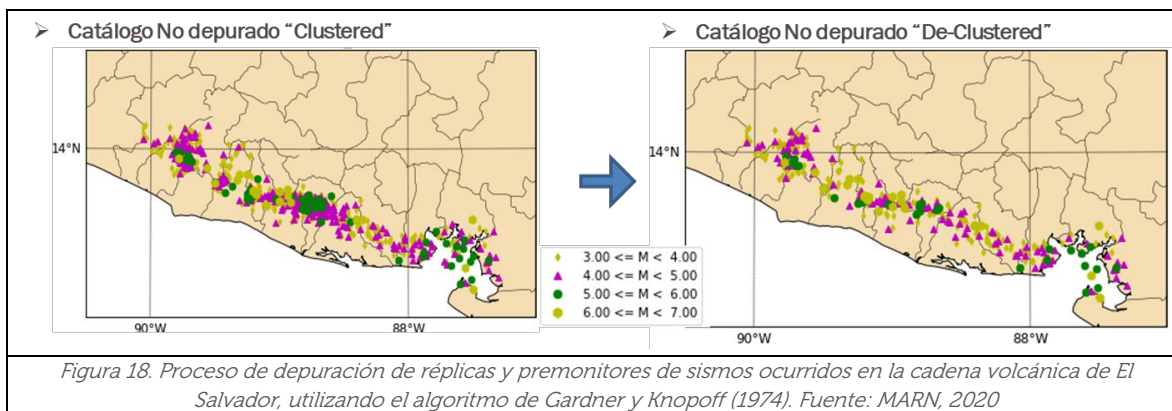
5.1.1.2. Afteran (Musson, 1999)

En el algoritmo AFTERAN (Musson, 1999b) se introduce un desarrollo particular del enfoque estándar de ventanas. Esta es una modificación del algoritmo de Gardner y Knopoff (1974), utilizando una ventana de tiempo móvil en lugar de una ventana de tiempo fijo. En AFTERAN, considerando siempre cada terremoto en orden de magnitud descendente, se identifican eventos dentro de una ventana de distancia fija (la ventana de distancia sugerida anteriormente).

Luego, estos eventos se buscan y analizan utilizando una ventana móvil de tiempo. Para un evento principal dado, los eventos no poissonianos se identifican si ocurren tanto dentro de la ventana de distancia como de la ventana de tiempo inicial. Luego, la ventana de tiempo se mueve, y comienza desde el último evento principal marcado, y luego el proceso se repite hasta finalizar el período definido en el catálogo. Cabe mencionar, que las expresiones de ventanas de tiempo son las mismas que se usan en el algoritmo anterior; por lo que se seleccionará de la misma manera la ventana de tiempo de Uhrhammer (1986).

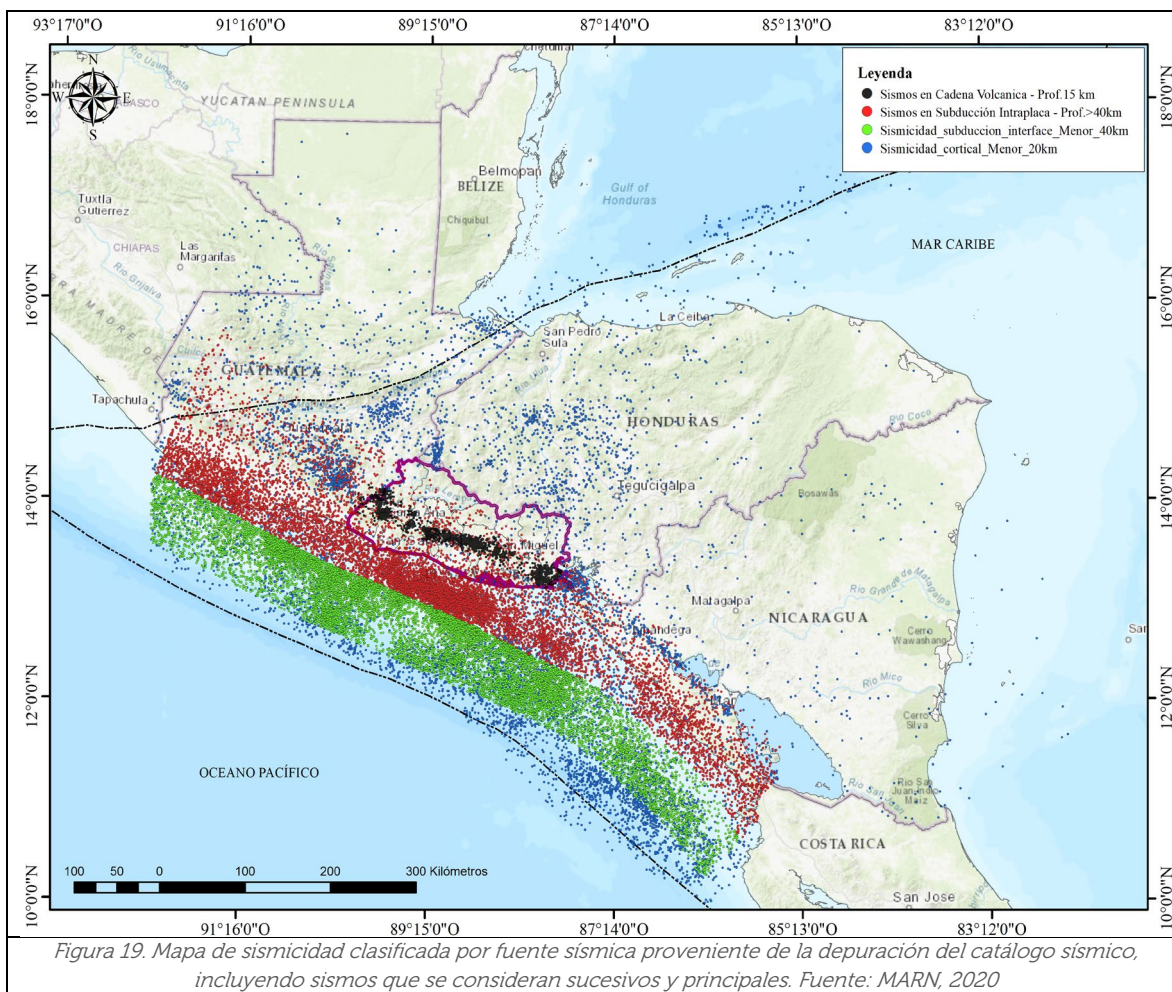
Para este proceso, se ejecutarán los dos algoritmos para su comparación y observar la sensibilidad de ambos respecto al número de eventos que se infiere sigue una distribución de Poisson. Cabe mencionar, que estos algoritmos se encuentran ya configurados en las herramientas de amenaza sísmica proporcionadas por la fundación GEM (Global Earthquake Model) en sus módulos de OpenQuake Engine.

A manera de representación, en la figura 18 se observa el proceso de depuración realizado para la zona de la cadena volcánica de El Salvador, mediante la aplicación del algoritmo de Gardner y Knopoff (1974), basado en ventanas de tiempo y distancia propuestas por Uhrhammer (1986); mostradas arriba



En la figura 19 se muestra un mapa final con los eventos sísmicos reclasificados por fuente sísmica (con magnitudes superiores a Mw 3.5), listos para ser utilizados en el procedimiento de cálculo de amenaza sísmica, a través de la determinación de sus distribuciones de magnitud-frecuencia (MFD, siglas en inglés) para cada fuente.

Este mapa resulta luego de realizar, tanto un trabajo de control de calidad en la regionalización de los eventos sísmicos (mencionada anteriormente), como el proceso de depuración pertinente de premonitores y réplicas, siendo cuidadoso en no eliminar eventos importantes dentro del territorio (asociados a sismos sucesivos en fallas geológicas vecinas), tal como se explicaba en el apartado 4.3.



5.1.2. Análisis de Período de Completitud de la Magnitud

Luego de realizar la depuración de los catálogos, para lograr el análisis de recurrencia se necesita que los catálogos depurados se consideren completos respecto a su magnitud a lo largo del tiempo. Esto se hace mediante la conformación de una tabla de período de completitud de la magnitud, la cual se define como la mínima magnitud en la cual se

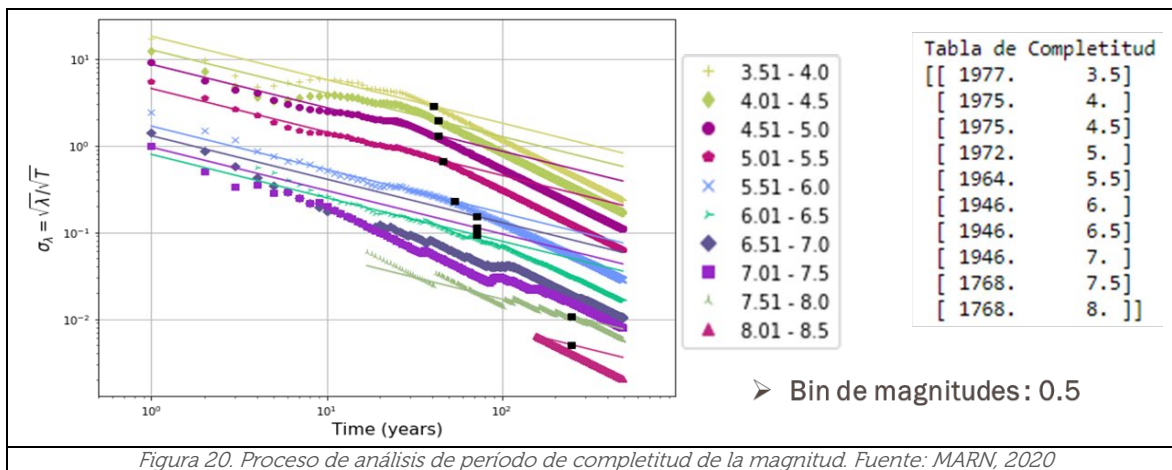
considera que el 100% de los sismos son detectados en un volumen de espacio y tiempo. Lo anterior se realiza debido que a medida nos remontamos en el tiempo, se pierde información sísmica, ya que en esas épocas no se constaba con redes de monitoreo bien densas.

El análisis de completitud se realiza en intervalos de 0.5 de magnitud (bin size) para cada zona sísmica evaluada utilizando el método visual y estadístico de Stepp et al. (1971). Lo anterior con el objetivo de evitar el sesgo cuando se fija una sola tabla de completitud para toda la sismicidad ocurrida.

De acuerdo al documento de RESIS II, el método de Stepp et al. (1971), consiste en establecer un año de referencia para cada grado de intensidad y/o magnitud, a partir del cual puede considerarse el catálogo completo para dicho intervalo. La tasa de sismos para cada intervalo de magnitud o intensidad se calcula a partir del correspondiente año de referencia y se considera constante, extrapolándose a todo el periodo de estudio. De esta forma, se deduce un número hipotético de sismos en el correspondiente intervalo, que presumiblemente debe haber tenido lugar, aunque no hayan sido documentados.

Cabe mencionar, que en el estudio de RESIS II se utilizó el mismo método, sin embargo, solamente se construyó una sola tabla de completitud para todas las zonas sísmica evaluadas. En este trabajo, se fue determinando tablas de completitud para cada una de las fuentes sísmicas analizadas.

Para llevar a cabo este proceso, se hizo uso también de un algoritmo previamente codificado en las herramientas de *OpenQuake Engine*. En la figura 20 se observa un ejemplo de cómo se realiza este procedimiento; donde la gráfica representa estimadores de la tasa media de recurrencia de terremotos independientes dentro de rangos de magnitud y tiempo dados; de las cuales se puede identificar la magnitud de completitud. Esta se ubica cuando la tasa de la magnitud observada comienza a desviarse de la tasa esperada.



5.1.3. Análisis de relaciones de recurrencia

La actividad sísmica de una zona sismogénica se cuantifica en términos de la relación de recurrencia. Comúnmente es adoptada la relación de Gutenberg y Richter (1944) siguiente:

$$\text{Log } N(M) = a - bM \quad (1)$$

Donde N es el número de sismos que tienen igual o mayor magnitud que M o mayor por unidad de tiempo. El valor de a define el intercepto de esta expresión cuando M es igual a cero y representa el nivel de sismicidad de cada zona, o sea que cuanto más grande sea su valor más alto es la actividad sísmica. (RESIS II, 2007)

El valor de b define la pendiente de la expresión (1) y representa la proporción relativa entre sismos pequeños y grandes. Asimismo, este valor (mejor conocido como *b-value*, en inglés) representa la fragilidad de una región, si es grande implica que la corteza está más fracturada y las fuentes sismogénicas tienen menor capacidad para producir sismos grandes, mientras que en zonas donde se encuentran fallas grandes b es menor. Para la sismicidad de América Central, Monterroso y Kulhanek (2003) presenta valores de b entre 0.6 y 1.6. (RESIS II, 2007)

De esta expresión (1) también se puede determinar el intervalo de recurrencia o mejor conocido como Período de Retorno. El cual se define como la probabilidad o período en años en que se espera que la magnitud de un terremoto sea excedida al menos una vez en un Tiempo de Exposición dado.

Por lo tanto, se utilizó la hipótesis de que la actividad en las fuentes sísmicas, específicamente en las fuentes de sismicidad suavizada, es controlada por una distribución exponencial doblemente truncada (Cornell y Vanmarcke, 1969) entre una magnitud mínima (M_{\min}) y una magnitud máxima (M_{\max}). Lo anterior, debido a que la expresión (1) impone el supuesto poco realista de que el sismo con mayor potencial para determinada región es ilimitado y sin relación con su configuración sismotectónica. A continuación, se presenta dicha relación de recurrencia exponencialmente truncada:

$$N(\geq M) = \alpha \frac{\exp[-\beta(M - M_{\min})] - \exp[(M_{\max} - M_{\min})]}{1 - \exp[-\beta(M_{\max} - M_{\min})]} \quad (2)$$

Donde $\alpha = N(M_{\min})$, M_{\min} es una magnitud arbitraria de referencia; M_{\max} es una magnitud de límite superior donde $N(m) = 0$ para $M > M_{\max}$, que puede ser determinada por varios métodos, sin embargo, se han utilizado relaciones de escala "Área-Magnitud" como los son las de Wells y Coppersmith 1984 para fuentes corticales y las de Strasser et al. 2010, específicas para las fuentes de subducción.

El valor de $\beta = b \ln 10$. Por lo tanto, los parámetros de esta distribución doblemente truncada, así como sus incertezas o desviaciones, fueron obtenidos utilizando el algoritmo del procedimiento de estimación de máxima verosimilitud de Weichert (1980), considerando la definición de la expresión (2) (Hussain-El, et al. 2012). Este procedimiento permite estimar los parámetros de un modelo probabilístico, o los coeficientes de un modelo matemático, de tal manera que sean los más probables a partir de los datos obtenidos. Para llevar a cabo este proceso, se hizo uso también de un algoritmo previamente codificado en las herramientas de OpenQuake Engine 2.1.

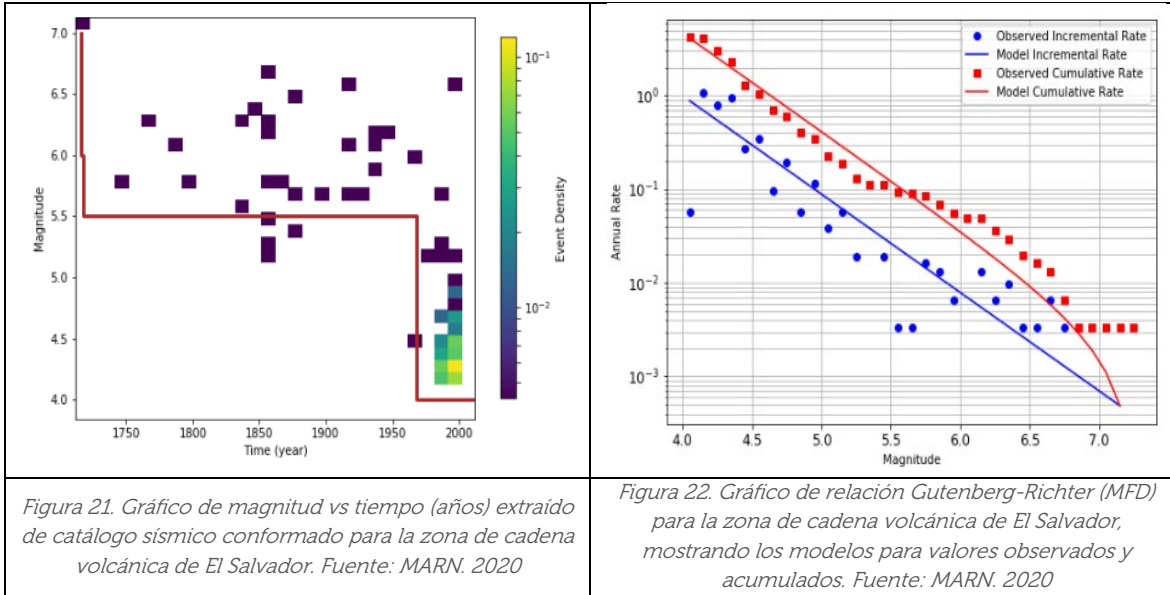
A continuación, en las figuras 21, 22 y 23 se presentan los resultados del proceso seguido para obtener las tasas de recurrencia y respectivas (MFD, distribución de frecuencia de magnitud) para la zona de la cadena volcánica de El Salvador. Cabe recordar, que al momento de la consideración de las fallas geológicas, esta MFD se verá truncada en su magnitud para considerar el aporte de las fallas geológicas circunscritas. En este análisis de recurrencia se trabajará únicamente con el catálogo sísmico depurado, con una magnitud de corte (M_w 4.0).

```

Reading Clustered Catalogue: /home/sismo/oq/oq_hazard_esa_CVES_24/Hazard_ElSalvador_2019_Crustal/Catalogue/sismos_1522_2019_wi
thin_area_sources_menor_15km_CVES.csv
-----
MFD bin width: 0.1
-----
Magnitude cutoff: 4.0
-----
Parsing the Clustered Catalogue.....
-----
Minimum hypocentral depth: 1.00
-----
Maximum hypocentral depth: 15.00
-----
Declustering Catalogue.....
-----
Original number of events : 794.00
-----
Number of mainshocks : 245.00
-----
Completeness analysis.....
-----
Maximum magnitude is: 7.2
-----
The catalogue contains 245 events
-----
Completeness table:
1968.00, 4.00
1968.00, 4.50
1968.00, 5.00
1718.00, 5.50
1716.00, 6.00
1716.00, 6.50
1716.00, 7.00
-----
Plotting Magnitude vs Time(year) plot.....
-----
Creating file decluster.txt to see the eqks flagged.....
-----
Computing the Magnitude-Frequency Distribution for All the Catalogue.....
-----
bval: 1.050 (sigma=0.045)
-----
aval: 4.814 (sigma=0.027)
-----
Saving the Declustered Catalogue in Pickle.....
-----
Catalogue dataset saved into file:
/home/sismo/oq/oq_hazard_esa_CVES_24/Hazard_ElSalvador_2019_Crustal/Project/model01_catalogue.pkl
Updating /home/sismo/oq/oq_hazard_esa_CVES_24/Hazard_ElSalvador_2019_Crustal/Project/completeness.hdf5
Group model01 exists
Updating dataset: whole_catalogue
-----
Show the updated project info.....
-----

```

Figura 21. Proceso de ejecución de código para la obtención de tasas de recurrencia (MFD) para la zona de la cadena volcánica de El Salvador, correspondiente al código S3 propuesto por Alvarado et al. 2017. Fuente: MARN. 2020



En los apartados siguientes se mostrarán los resultados de recurrencia para cada una de las zonas o fuentes sísmicas consideradas en este análisis. Asimismo, se colocarán los valores de magnitud mínima y máxima consideradas.

5.2. Modelación de fuentes sísmicas

Prácticamente, la modelación de cada una de las fuentes sísmicas se llevará a cabo con las herramientas disponibles en el motor de OpenQuake de GEM, ya que se consideran como las más adecuadas actualmente, desde un punto de vista integral y conservador.

Este motor ofrece diversidad de tipologías para modelar fuentes sísmicas, que van desde fuentes puntuales hasta la consideración de fuentes línea para asemejarse más a la geometría de las fallas geológicas. En ambas propuestas se debe de definir una capa sismogénica que limitaría la ubicación de la ruptura y su extensión a lo largo del buzamiento de la misma en profundidad.

En relación al modelaje de fallas, existen tres opciones claves para realizar su modelación. Estas se asocian a fallas simples, complejas y características, cuya mayor diferencia radica en la forma que las localizaciones de sus rupturas son establecidas; ya sea que éstas se muevan o “floten” a lo largo de una superficie para considerar múltiples posibilidades de rompimiento (fallas simples y complejas), o bien fijar y obligar a que la superficie de la falla rompa completamente, sin importar una magnitud variable asociada, sino que específicamente a una magnitud característica que usualmente pueda tener recurrencia en dicha falla. (OpenQuake, 2021)

Independientemente de las tipologías, todas las fuentes sísmicas requieren una definición de los siguientes parámetros (mostrados en la tabla 4).

Tabla 4. Parámetros requeridos para el modelaje de las fuentes sísmicas en el motor de OpenQuake Engine de GEM
Fuente: OpenQuake Engine, 2021

Parámetros	Descripción	Utilizado
Distribución magnitud-frecuencia	Define la tasa de momento sísmico total liberada por una fuente, así como la frecuencia relativa de terremotos de diferente magnitud que puede generar	Gutenberg-Richter doblemente truncado (valor de a y b , M -mín y M -máx)
Modelo de ocurrencia temporal	Define la forma funcional utilizada para calcular la probabilidad del número de ocurrencias de ruptura en un lapso de tiempo dado	Modelo de Poisson (independiente del tiempo)
Tipo de región tectónica	Atributo clave para asociar una fuente sísmica a un modelo de movimiento del suelo.	Corteza Superficial Activa Subducción Interfase e Intraplaca
Relación de escala magnitud-área Relación de aspecto de ruptura	Define los tamaños y formas de planos de ruptura	Wells & Coppersmith (1994) Strasser et al 2012
Distribución del plano nodal	Define orientaciones y estilos de fallas de rupturas.	Strike-slip, normal e inverso, de acuerdo a fuente
Profundidad sísmogénica superior e inferior	Restringe los planos de ruptura dentro de la capa sísmogénica	De acuerdo a Alvarado et al. 2017
Distribución de profundidad hipocentral	Define centroides de planos de ruptura	De acuerdo a Alvarado et al. 2017

El motor de OpenQuake respalda la definición de la tradicional distribución de frecuencia de magnitud (MFD) de Gutenberg-Richter doblemente truncada, la cual se usa ampliamente en PSHA (mostrada en la ecuación no. 2 en el apartado 5.1.3). Los parámetros requeridos para su definición son el **valor a** (definido como la intersección de la distribución acumulada en $M = 0$ en una escala \log_{10}), **el valor b** , las magnitudes mínima y máxima (M -mín y M -máx). (OpenQuake, 2021)

Prácticamente, el motor proporciona una **distribución incremental genérica** discreta de frecuencia de magnitud (MFD) definida a través de una lista de tasas de ocurrencia anual, asociada a un conjunto de valores de magnitud igualmente espaciados (bin). Para cada fuente, la tasa de ocurrencia anual asociada a un intervalo de magnitud se distribuye **uniformemente sobre todas** las rupturas asociadas al mismo valor de intervalo de magnitud. En otras palabras, mientras que la geometría particular de una fuente determina la ubicación y el número de rupturas de una magnitud dada, la tasa de

ocurrencia (y por lo tanto la probabilidad de ocurrencia) es uniforme en rupturas con la misma magnitud. (OpenQuake, 2021).

Lo anterior, es completamente válido cuando se trabaja con fuentes puntuales específicas o fuentes tipo fallas, sin embargo, cuando se trata de sismicidad suavizada o distribuida (conjunto de fuentes puntuales distribuidas en una malla,) dicha tasa anual se distribuye acorde a una fracción espacial, después de la aplicación de un filtro de suavizado. Mayor detalle se abordará más adelante en el apartado 5.3.3.

Por otro lado, se encuentran los modelos de ocurrencia temporal (TOM, sus siglas en inglés) los cuales son utilizados una vez se determinan las distribuciones de magnitud frecuencia (MFD) y sirven para determinar las probabilidades de ruptura. Actualmente, en el motor de OpenQuake se puede aplicar directamente un modelo de ocurrencia independiente del tiempo, conocido como "Modelo de Poisson" y manualmente se pueden agregar otras formas funcionales como modelos dependientes del tiempo.

El modelo de Poisson es muy habitual que se utilice en estos estudios de amenaza sísmica, dada su practicidad y conservadurismo en considerar que los sismos son independientes entre sí. Adicionalmente, este modelo es mejor opción cuando la sismicidad y datos tectónicos son relativamente limitados. (Sianko, et al. 2020). Por lo que es generalmente aplicable a regiones de baja sismicidad o regiones sin fallas importantes.

Sin embargo, este modelo tiene sus desventajas, ya que su concepción obliga a que un evento sísmico **no tenga memoria** de acuerdo a su lugar y hora de ocurrencia. En otras palabras, si un evento acaba de suceder, tiene la misma probabilidad de que ocurra en un tiempo determinado, respecto a otro que ya tiene bastante tiempo de no ocurrir.

Por lo que lo más sensato sería, que si un evento recién se suscita en un lugar específico, es poco probable que ocurra otro hasta que se haya acumulado suficiente estrés. Por el contrario, si un evento no ha ocurrido durante un período de tiempo significativo en comparación con el intervalo de recurrencia promedio, entonces es más probable que ocurra el próximo evento (Sianko, et al. 2020)

Los terremotos futuros de cierta magnitud que ocurren periódicamente en los segmentos de falla se pueden predecir con mayor precisión utilizando el modelo dependiente del tiempo, dado que hay suficientes datos sobre las fallas para asumir las características.

Los estudios paleosísmicos y las observaciones históricas de sismicidad han demostrado que los terremotos con magnitudes características similares (mismo tamaño) e intervalos de tiempo similares entre eventos tienden a ocurrir en segmentos de fallas conocidas.

(Sianko, et al. 2020). A continuación, se explicará los tipos de modelamiento para cada una de las fuentes sísmicas identificadas anteriormente.

5.3. Corteza Superficial Activa

Dentro de esta fuente sísmica se considerará la sismicidad de carácter superficial (o cortical) que afecta al territorio salvadoreño; la cual se ha estudiado que se distribuye en una serie de zonas finitas que se enumeran a continuación:

- a) Los arcos volcánicos de Guatemala (donde figuran las fallas de Mixco y Jalpatagua), Nicaragua (la falla de Tiscapa) y El Salvador (asociada a la dinámica de la Zona de Falla de El Salvador –ESFZ y sus diferentes sistemas de fallas).
- b) Sistema de fallas de Guatemala (Motagua, Chixoy-Polochic y Jocotlán-Chamelecón) y Honduras (Islas Ganso)
- c) Zonificación de Grábenes de Guatemala (Ipala) y Grábenes de Honduras (Depresión de Honduras) y,
- d) La sismicidad que ocurre a pocas profundidades sobre la placa del Caribe (ya sea dentro del mar o en la sección correspondiente a la cuña de antearco).

Las primeras tres zonas serán abordadas con mayor detalle en esta sección, resumiendo y detallando cada uno de sus aspectos generales. En el caso de la ESFZ se mostrará en un sub-apartado una caracterización tectónica de mayor detalle, la cual permitirá enriquecer el modelamiento de esta fuente sísmica y aproximarse al verdadero comportamiento de la sismicidad en dichas zonas.

A este respecto, sobre la sismicidad cortical dentro del territorio, la modelación se efectuará mediante la utilización de **un modelo integrado** que se basa en la consideración conjunta de las fallas geológicas locales (las cuales se han podido caracterizar con la incorporación de una tasa de actividad anual máxima probable) como la sismicidad distribuida, evitando una duplicidad en el cálculo de la amenaza.

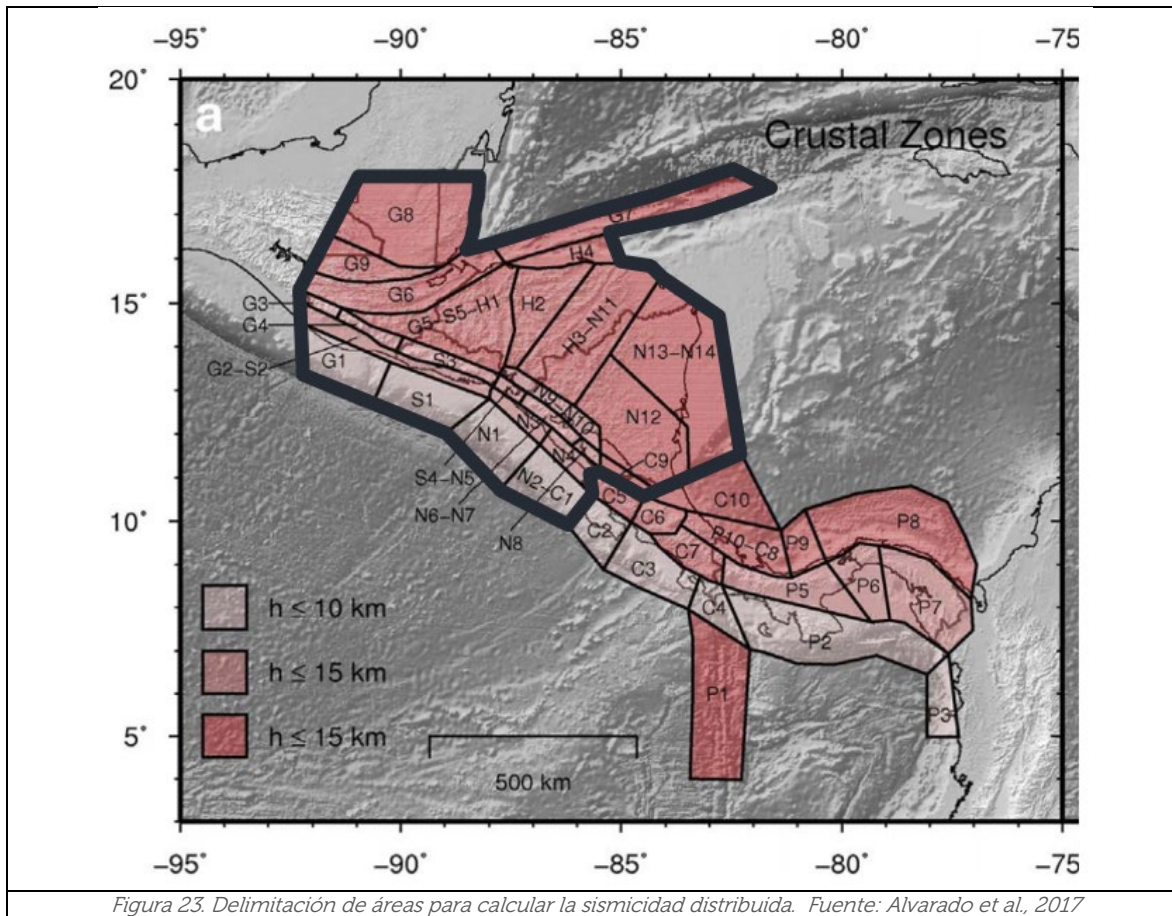
La sismicidad suavizada resultará del catálogo sísmico depurado por réplicas y premonitores, y además, será acoplada a una geometría finita donde luego será suavizada utilizando algoritmos desarrollados para esta función.

Esta técnica de sismicidad suavizada también será aplicada a la sismicidad superficial que exista fuera del área de la cadena volcánica (específicamente a la sismicidad superficial asociada al movimiento del antearco). En el apartado 5.3.3 se detallará su funcionalidad y aplicación a las fuentes sísmicas superficiales.

5.3.1. Definición de zonas sísmicas corticales

Estas zonas se encuentran muy bien delimitadas geoméricamente por el trabajo de [Alvarado et al. 2017], las cuales se pueden observar en la figura 23. Estas zonas corresponden a áreas similares a las fuentes sísmicas utilizadas en el proyecto RESIS II. En total se contabilizan 24 zonas sísmicas.

Adicionalmente, en dicho trabajo se plantean los límites de menor profundidad sísmogénica (*lower seismogenic depth*, en inglés) para cada fuente; por lo que nuestro catálogo sísmico fue clasificándose como tal.



Será dentro de estas 24 zonas, donde se distribuirá la sismicidad suavizada, conformando nuestro modelo de fuente sísmica cortical.

La definición de estas zonas (ver figura 23), se detallan a continuación:

- a) 6 corresponden a sismicidad de fallamiento local a lo largo de la cadena volcánica entre Guatemala y El Salvador, donde figura la Zona de Falla de El Salvador (ESFZ). Reconocidas con los códigos: G3, G4, S3, S4-N5, N6-N7 y N8

- b) Otras 6 corresponden a los Grábenes de Honduras y Guatemala, suscribiendo el límite superior (Chixoy-Polochic) e inferior (Jocotlán-Chamelecón) del sistema de fallas de Guatemala, reconocidas estas últimas con los códigos: G5-S5-H1 y G9; respectivamente. Los grábenes se reconocen como H2, H4, H3-N11 y G8.
- c) 1 corresponde a las inmediaciones de la falla de Motagua en Guatemala, reconocida con el código: G6.
- d) 7 corresponden a sismicidad cortical ocurrida por rupturas en debilidades de la placa del Caribe, específicamente en la zona superficial de subducción correspondiente a la cuña de antearco (frente a las costas de Guatemala, El Salvador y Nicaragua). Estas son reconocidas con los códigos: G2-S2, G1, S1, N1, N2-C1, N3 y N4.
- e) y las 4 restantes pertenecen a sismicidad local en la falla de las islas Ganso (Honduras), con códigos: G7; y la selva tropical de Nicaragua, reconocidas con los códigos: N9-N10, N13-N14 y N12.

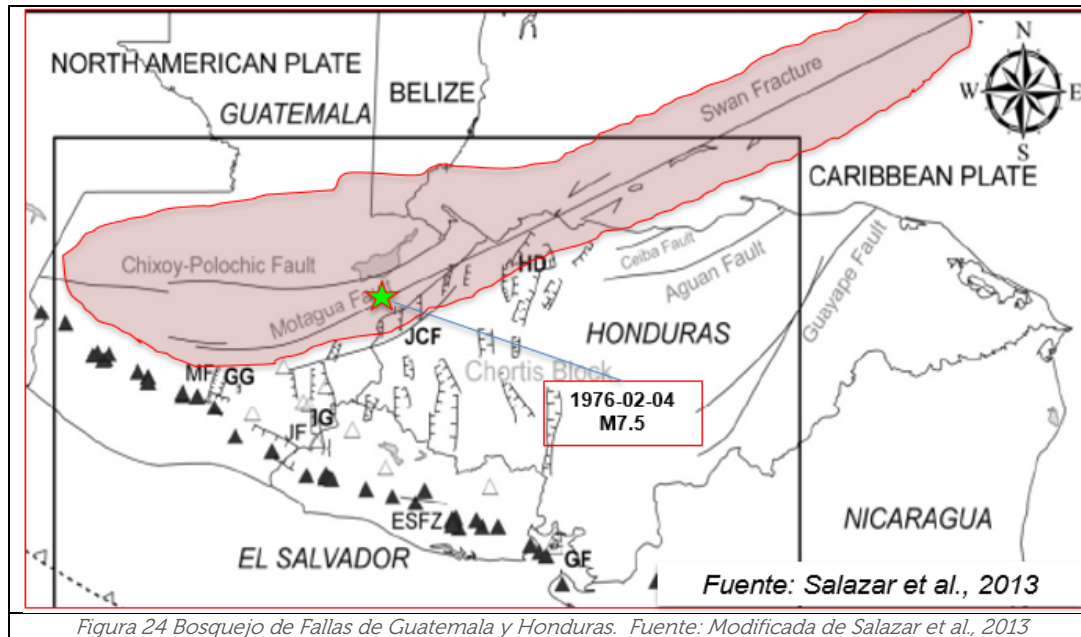
5.3.1.1. Fallas de Guatemala y Honduras

La codificación propuesta en la zonificación de Alvarado et al., 2017, indica que esta sección del sistema de fallas de Guatemala y Honduras corresponde a las zonas G6 y G7, y sus límites superior e inferior serían las zonas G9 y G5-S5-H1, respectivamente.

Entre los aspectos generales que se pueden describir de esta zona, son las siguientes.

- Referida a la fuente cortical: Corteza Superficial Activa [*Active Shallow Crust*], la cual se observa en la figura 24.
- La sismicidad de esta fuente se define en la frontera entre la Placa de Norte América y la Placa del Caribe.
- Revisando el catálogo sísmico, los eventos ocurren en las fallas superficiales con profundidades focales menores a los 15 km. Esta zona presenta principalmente mecanismos focales con movimientos de desgarre (sinistral – lateral izquierdo)
- Las Fallas de Motagua y Polochic atraviesan la parte central de Guatemala en un arco cóncavo hacia el Norte y se extiende en el mar Caribe al norte en la zona de la Fractura de Swan (Pindell & Kennan, 2009; Ratschbacher et al., 2009).
- Se estima un movimiento relativo entre las placas de Norte América y El Caribe de 18 – 20 mm/año. El límite de las placas se ha localizado en la falla Jocotán-

Chamelecón (JCF) al Noroeste de Honduras, la cual ha sido fragmentada por la extensión Este-Oeste de los Grábenes de Honduras Guatemala.

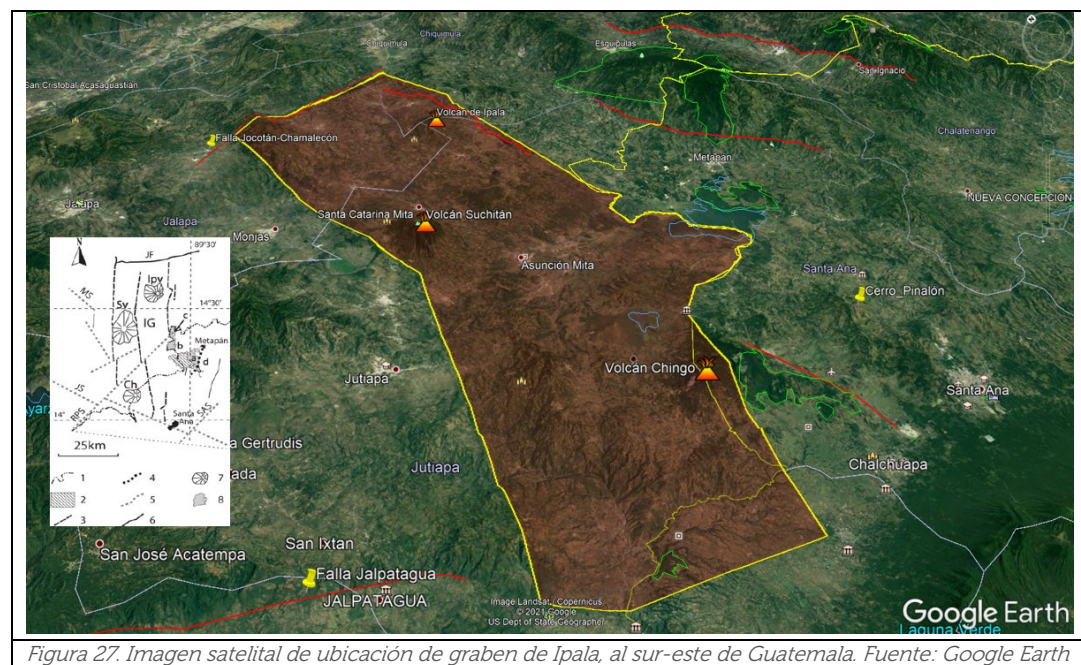
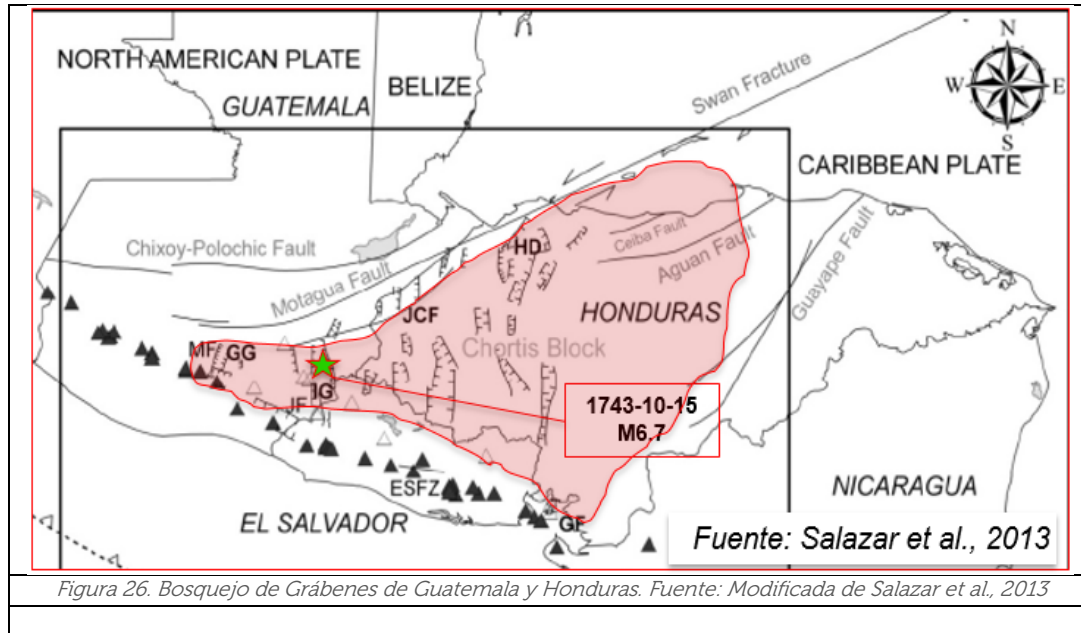


5.3.1.2. Grábenes de Honduras y Guatemala

La codificación propuesta en la zonificación de Alvarado et al., 2017, indica que esta sección de los grábenes de Guatemala y Honduras corresponde a las zonas G5-S5-H1, G9, H2, H4, H3-N11 y G8. Entre los aspectos generales que se pueden describir de esta zona, son las siguientes.

- Referida a la fuente cortical: Corteza Superficial Activa [*Active Shallow Crust*], la cual se observa en la figura 25.
- La sismicidad acá posee intervalos de recurrencia bajos, con profundidades menores o iguales a 15 km. Esta fuente se caracteriza por una Deformación Extensional con movimientos de fallas Normales.
- Esta fuente se delimita al oeste con el sistema de Fallas Motagua-Polochic, Zona de Fractura Swan al norte, la Falla de Guayape al Oeste y al Sur la Cadena Volcánica de El Salvador.
- Rodríguez et al. (2009) empleando 37 estaciones de GPS en Honduras y El Salvador sugiere 3.3 mm/año en el centro de Honduras, 4.1 mm/año en el Oeste de Honduras y 11-12 mm/año al sur de Guatemala. (Salazar et al. 2013).

- La más prominente estructura de extensión en esta zona es el Graben de Ipala (ver figura 26 y 27), localizado al Sur-Este de Guatemala y al Nor-Oeste de El Salvador. Tres volcanes están localizados en este Graben, el Ipala, Suchitán y Chingo, agrupados de manera perpendicular a la Cadena Volcánica.
- Se presume que este Graben de Ipala es suministrado con deformación sísmica a través del sistema de fallas de Ahuachapán y la Falla de El Zapote con orientación Sur-Norte hacia el ambiente tectónico del graben.



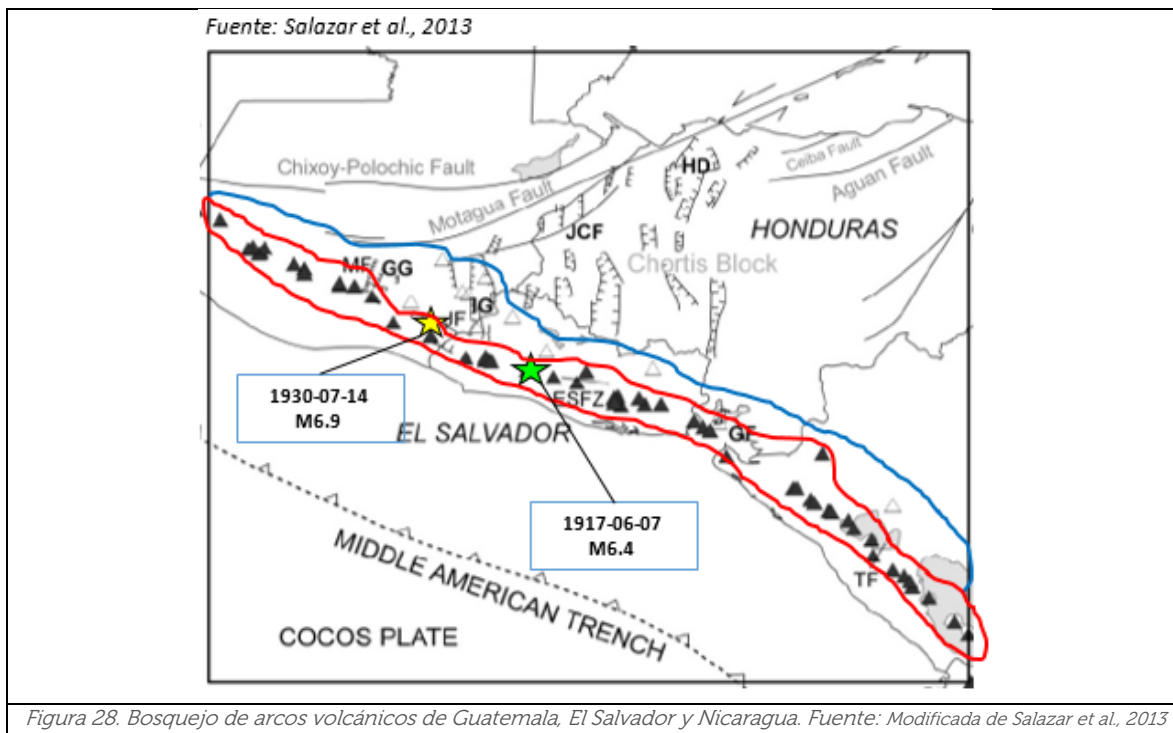
5.3.1.3. Arcos volcánicos

La codificación propuesta en la zonificación de Alvarado et al., 2017, indica que esta sección de arcos volcánicos corresponde a 6 sub-zonas G3, G4, S3, S4-N5, N6-N7 y N8. Entre los aspectos generales que se pueden describir de esta zona, son las siguientes.

- Es referida a la fuente cortical: Corteza Superficial Activa [*Active Shallow Crust*] la cual se observa en la figura 28.
- Los sismos en esta zona, aparecen con frecuencia en forma de series sísmicas, sin un sismo principal relacionado (enjambres). Sin embargo, existen sismos moderados que se asocian a fallas geológicas importantes.
- La sismicidad de esta zona se concentra principalmente en la parte superior de la corteza de la Placa del Caribe, específicamente en los arcos volcánicos de Guatemala, Honduras y El Salvador.
- Se encierra en un ancho de aproximadamente 20 km, correspondiente en el sector salvadoreño a la Zona de Falla de El Salvador (ESFZ), a lo largo de los principales volcanes del Cuaternario, excluyendo a aquellos de carácter monogenético y campos de lava ubicados más al norte, los cuales se caracterizan por presentar una sismicidad más leve.
- Se localiza paralela a la fosa de Centroamérica, aproximadamente a unos 200 km.
- Los eventos sísmicos a considerar serán los que poseen profundidades focales menores a los 15 km. Las magnitudes de los sismos en esta zona se consideran moderados, sin embargo, son destructivos por localizarse próximos a áreas urbanas.
- Los mecanismos de falla predominantes en esta fuente son transcurrentes o de desgarre, (ya sean lateral derecho [dextral] o lateral izquierdo [sinistral]). Sin embargo, en algunas zonas específicas se podrían observar mecanismos con fallamiento normal o combinaciones [oblicuos] (Ej., Zona San Lorenzo, Conchagua, etc.)
- Predominantemente, las fallas se encuentran con orientación paralela y perpendicular al eje de la cadena volcánica, sin embargo, existen fallas con orientaciones de Sur-Norte (como la del sismo del 10 de octubre de 1986); producto principalmente de esfuerzos extensionales en los Grábenes formados sobre el eje volcánico.

- Dado que durante el proceso de cálculo de la amenaza sísmica, se necesitan calcular áreas de ruptura estimadas a partir de las magnitudes de los eventos establecidas en el catálogo sísmico; se hará uso de las expresiones de escala "Área-Magnitud" propuestas por Wells y Coppersmith 1994, acordes para este tipo de fuentes superficiales.

En el siguiente apartado se explicará con mayor detalle la caracterización tectónica de la sección de la cadena volcánica de El Salvador, correspondiente a la Zona de Falla de El Salvador (ESFZ).



5.3.1.3.1. Caracterización tectónica de ESFZ

Como se ha mencionado antes, las estructuras tectónicas de la ESFZ reflejan una evolución en dos fases, con una fase inicial de extensión, la cual en ciertos segmentos es sobreimpresa por una fase posterior de transtensión o strike-slip puro; dentro de la cual (internamente) durante la liberación del salto o "step over" pudiesen existir otros mecanismos de ruptura como fallamientos normales o inversos focalizados.

Conocer esto es sumamente importante, ya que nos permite considerar diversas probabilidades de mecanismos focales en esta zona, la cual influiría mucho en la modelación de la fuente sísmica y consecuentemente en los resultados de la amenaza sísmica. A manera de resumen, los cuatro sectores o dominios tectónicos con diferentes características estructurales, geodésicas y sísmicas, reconocidos por [Martínez-Díaz et al. 2020] son los siguientes:

5.3.1.3.1.1. El Dominio Occidental (ESFZ-WW)

El cual incluye la región extensional Ahuachapán – Santa Ana - Coatepeque dominada por una extensión que va de este a oeste [Martínez-Díaz et al. 2020]. En este dominio se integra tanto la influencia de la falla de Jalpatagua (ubicada en Guatemala), la cual su movimiento podrían influir sísmicamente el sector occidental del país.; como el sistema de fallas extensionales (N-S y NE-SW) de Ahuachapán. En el compendio de figuras 29, 30 y 31, tomadas de [Martínez-Díaz et al. 2020] y [Garnier et al. 2020], se observan estas estructuras.

De acuerdo al reciente estudio de Garnier et al. 2020, utilizando datos de GPS, información sísmica y parámetros propios de la falla, indican que la falla de Jalpatagua presenta un movimiento de desgarre (tipo strike-slip) y no continúa linealmente hacia territorio salvadoreño y termina cerca de la frontera entre Guatemala y El Salvador (ver figura 30 y 31).

Asimismo, expresa que se define una cuenca pull-apart al sureste de la terminación de la falla (denominada Cuenca de Jalpatagua, en inglés: *Jalpatagua basin [JP]*, mostrada en figura 31), la cual ha sido delineada basada en lineamientos geomorfológicos y sustentada por la distribución sísmica y las velocidades de GPS determinadas.

Esta cuenca estaría experimentando una transtensión a medida que se incursiona al régimen extensional del sistema de fallas de Ahuachapán. Y por lo tanto, el desplazamiento strike-slip que pudiese existir en el extremo oriental de la falla podría ser absorbido por los conjuntos de fallas extensionales (N-S y NE-SW) de Ahuachapán.

Esta particularidad fundamenta la idea de [Martínez-Díaz et al. 2020], donde no se ha encontrado evidencia de una falla significativa de desgarre con rumbo este-oeste, para explicar la forma en que el movimiento dextral de la ESFZ se pudiese transferir actualmente a la falla de Jalpatagua.

Un dato muy importante formulado por [Martínez-Díaz et al. 2020] es que las velocidades del GPS en el occidente de El Salvador sugieren que la extensión (este a oeste) es mayor al este del campo extensional de Ahuachapán y se concentra en el sistema de fallas con dirección sur-norte cerca del eje volcánico de Santa Ana (zona de falla de Ilamatepec), lo cual podría conectarse al norte con la región extensional del Ipala Graben, a través del movimiento de la falla El Zacamil, ubicada cerca de la ciudad Candelaria La Frontera (ver figuras 29 y figura 5, donde se define la ubicación del Graben de Ipala).

[Martínez-Díaz et al. 2020] agrega que estos posibles patrones de transferencia de desplazamientos, podría ser consistente con la hipótesis de una desaceleración en la tasa de actividad (en tiempos recientes) de la falla de Jalpatagua y la posterior disminución de la extensión en el campo extensional de Ahuachapán.

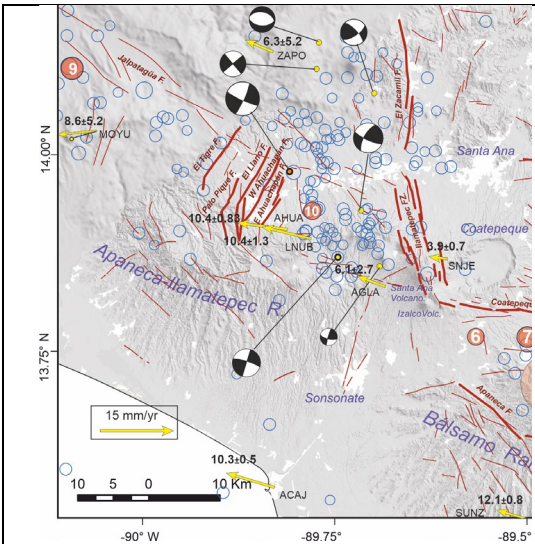


Figura 29. Mapa de sistema de falla de dominio Occidental, donde figura la falla de Jalpatagua y el sistema de fallas de Ahuachapán y de Coatepeque. Fuente: [Martínez-Díaz et al. 2020].

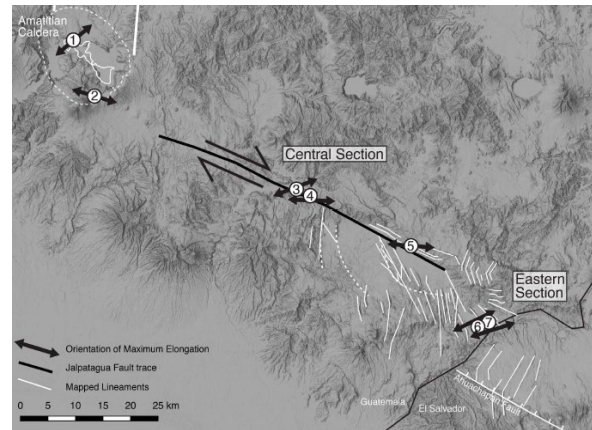


Figura 30. Definición y límite de traza de falla de Jalpatagua en Guatemala y sistema de fallas de Ahuachapán en El Salvador. Fuente: [Garnier et al. 2020].

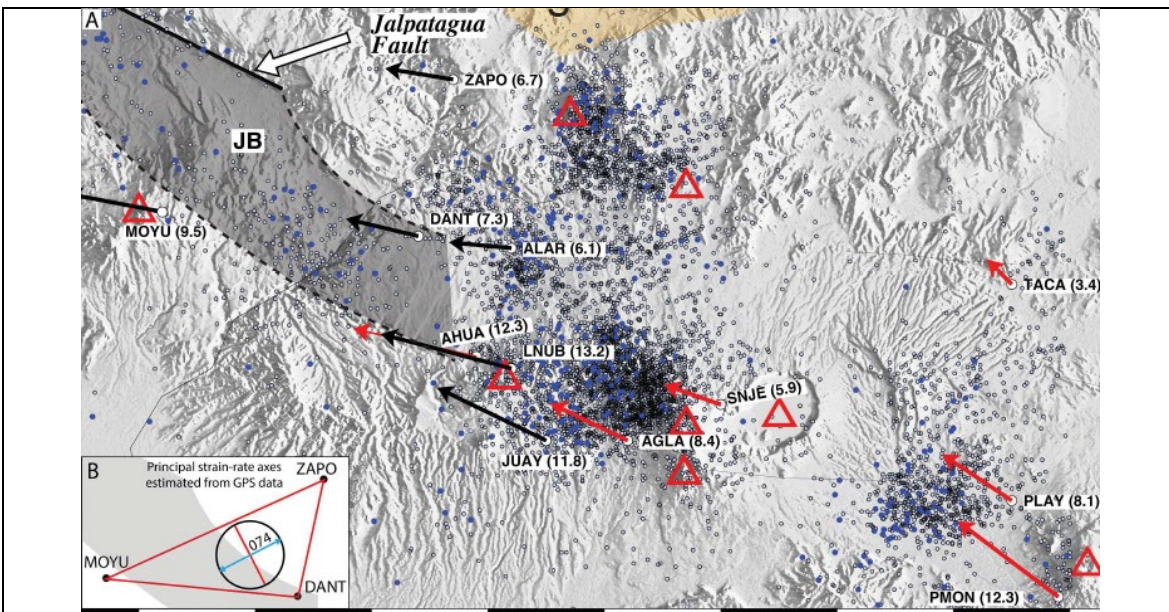
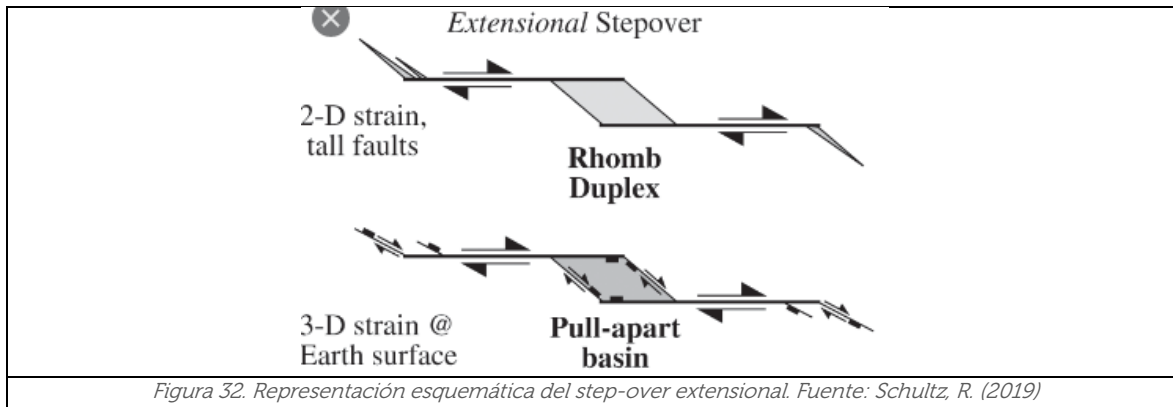


Figura 31. Mapa representando la Cuenca de Pull-Apart de la falla de Jalpatagua y su incursión en el territorio salvadoreño, junto a la sismicidad registrada desde 1984 y velocidades GPS calculadas. Fuente: [Garnier et al. 2020].

5.3.1.3.1.2. El Dominio Central -Occidental (ESFZ-WC)

Caracterizado por una actividad tectónica transtensional impuesta a un graben extensional heredado de un proceso de Roll-Back de la losa de subducción ocurrido en eras geológicas pasadas (Plioceno) [Martínez-Díaz et al. 2020]. Es en este dominio donde figura la estructura conocida como Step-over Extensional de San Salvador (SSES), el cual forma parte de una serie de estructuras pull-apart a lo largo del eje volcánico de El Salvador (mostradas en el capítulo 3.1).

El término step-over hace alusión a la cinemática (ya sea de liberación o contracción) de las fallas de desgarre que lo limitan en sus extremos. En la ESFZ se originan step-overs de liberación haciendo que se generen depresiones en forma de romboédrica con extensión oblicua, reconocidas como pull-apart, (mostradas en la figura 10). En la figura 32 se observa otro esquema de un step-over extensional o de liberación.



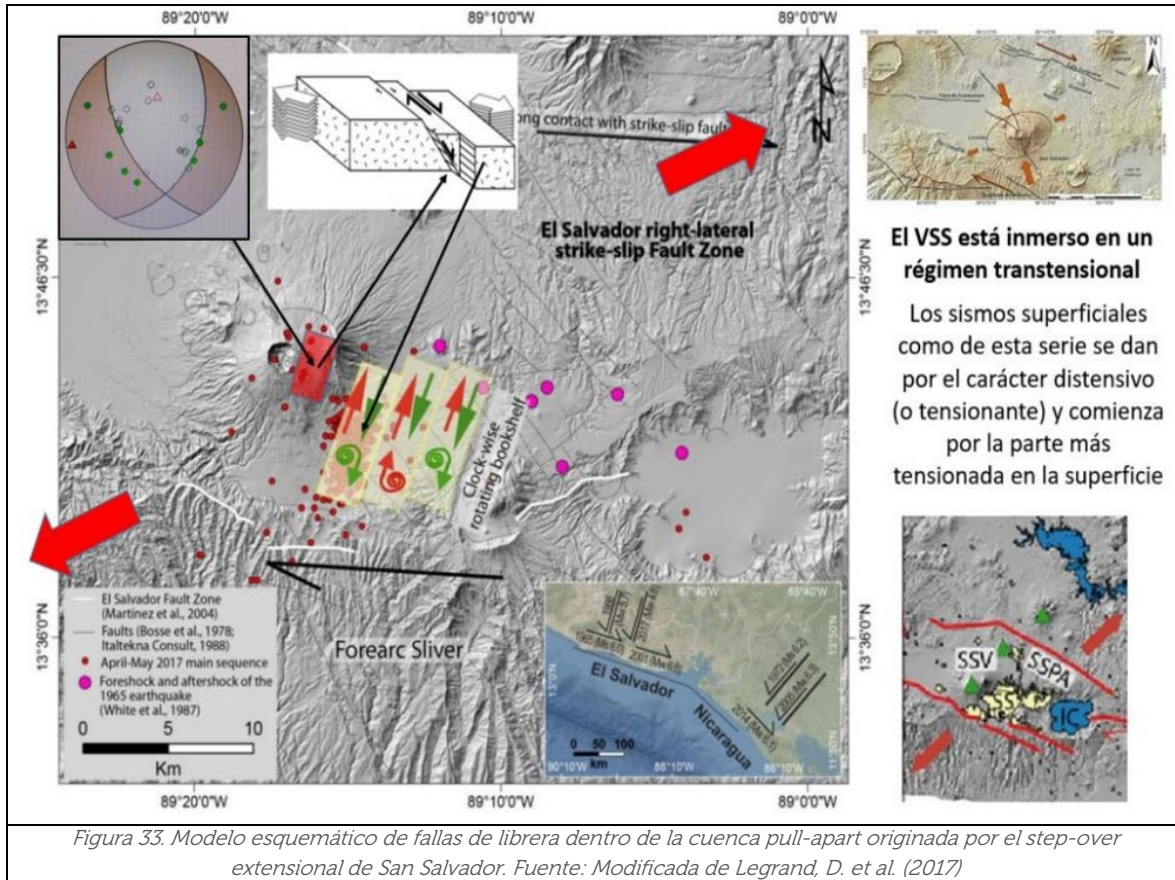
En definitiva, la evolución de la cinemática en este dominio, explica tanto la existencia de la depresión que va de este a oeste (donde se encuentra el volcán San Salvador), como el rumbo de las fallas (de este a oeste) que limitan dicha cuenca (Garibaldi et al., 2016), las cuales se manifiestan en la dirección de los planos principales de los mecanismos focales de los terremotos mayores que han existido en la zona. Estas fallas son precisamente, la falla de Guaycume (al norte) y fallas que bordean el frente norte de la Cordillera de Bálsamo (al sur).

No obstante, al existir dentro de la cuenca un régimen de deformación transtensional (favoreciendo la generación de esfuerzos de corte tensionantes), una cinemática activa en sus bordes (asociado a las fallas mencionadas arriba, que se asumen en dirección del sentido del reloj) y la fragilidad en ciertas zonas de la misma, pudiesen existir patrones de direcciones y mecanismos de falla diferentes a los esperados. Lo cual convierte a esta estructura muy compleja en su modo de ruptura predominante.

Por ello, Legrand, D. et al. 2017, en su estudio de deformación de dicho step-over de San Salvador y el análisis de las series sísmicas suscitadas el pasado abril-mayo de 2017 en dicha zona, identificó que dentro de dicha cuenca existen fallas secundarias tipo librera produciendo también mecanismos de ruptura de desgarre (strike-slip), pero con la diferencia que la dirección de sus planos principales son cuasi perpendiculares al rumbo de la ESFZ.

Lo anterior, fue justificado tanto por los mecanismos focales de los sismos más grandes de la serie (por ejemplo, Ml 5.1) como la distribución de daños que hubo en esa misma dirección. En la figura 33, se observa una figura extraída del artículo científico de Legrand, D. et al. (2017), la cual ha sido modificada para mayor explicación.

Por otro lado, tampoco hay que olvidar la existencia del propio Volcán de San Salvador dentro del step-over, el cual actualmente se considera activo. De acuerdo a [Martínez-Díaz et al. 2020] la carga del volcán (el peso mismo del edificio volcánico) puede influir en la estructura de las fallas de deslizamiento, produciendo una reorientación del esfuerzo regional, donde en algunos casos, cuando el basamento del edificio volcánico permite la expansión del mismo, empujaría a formas de fallas orientadas de tipo normal.



Esta discusión ha surgido debido a la variabilidad cinemática significativa que ha ocurrido sobre el Volcán de San Salvador en los últimos años, manifestada por la ocurrencia de pequeños sismos cuyos mecanismos focales han sido del tipo normal.

La serie sísmica reciente de noviembre de 2020, la cual se ubicó entre el Boquerón y el cerro El Picacho (ver rectángulo rojo en figura 33), podría ser una manifestación de esta idea; donde se registraron un total de 106 sismos, donde la magnitud mayor fue de 3.6 (MI) y a la cual se le determinó su mecanismo como de tipo Normal.

Del mismo modo, [Martínez-Díaz et al. 2020] argumenta que la idea de la carga volcánica, es consistente con la existencia de grandes fallas (strike-slip) activas enmascaradas debajo de los depósitos volcánicos recientes de los volcanes San Salvador e Ilopango, que podrían ser la fuente del terremoto de 1965 (Mw 6.0).

5.3.1.3.1.3. El Dominio Central Oriental (ESFZ-EC)

Caracterizada por el sistema de fallas de San Vicente, Apastepeque, El Pulguero, Berlín y El Triunfo, las cuales bordean y producen la estructura de pull-apart denominada “Cuenca del Lempa”. Es este sistema de fallas del que se tiene evidencia, que posee una de las mayores tasas de actividad dentro del territorio, y por ende, mayor peligrosidad sísmica. Lo anterior se ve reflejado en la sismicidad historia ocurrida en este sector. De acuerdo al catálogo sísmico, se asume que han existido al menos dos eventos con magnitudes mayores a 7 (en los años 1712 y 1736) ubicados al sur de la traza de la falla de San Vicente. Ambos eventos provocaron fuertes daños desde el lago de Ilopango hasta la cuenca del Lempa (Peraldo y Montero 1999).

De igual manera, en el estudio de Canora et al. (2014) referente a si el sismo del 5 de marzo de 1719 (con magnitud arriba de 7) forma parte de este sistema de fallas, hace que este sector sea aún más interesante y la posibilidad de activación simultánea de fallas adyacentes a la de San Vicente, alcanzando magnitudes sísmicas aún mayores.

Asimismo, los estudios de paleo-sismicidad realizados por Canora et al. (2014) a lo largo de la Falla de San Vicente (marcados como puntos verdes en la figura 34) demuestran que la continuidad de rupturas superficiales de fallas vecinas, son evidentemente una realidad.

De acuerdo a [Martínez-Díaz et al. 2020], esta observación es congruente con la dinámica actual del pull-apart del Lempa. El cual parece propagarse hacia el norte a través de otras fallas tensionales (conocidas como Tecomatal y Guachipilín), coincidiendo con la prolongación de otras fallas de dirección sur-norte (conocidas como Victoria y Sensuntepeque). En la figura 34 se pueden observar las diversas fallas y la particularidad de la cinemática del pull-apart del Lempa.

5.3.1.3.1.4. El Dominio Oriental (ESFZ-EE)

Este dominio es muy particular, ya que de acuerdo a la figura 9, existen dos regímenes de deformación interactuando. Donde la sección oriental obedece a una fracturación extensional generalizada de norte a sur que induce un alargamiento de este a oeste de la corteza superior. Por otro lado, el sector occidental se encuentra bajo un régimen transtensional [Martínez-Díaz et al. 2020].

Respecto a un marco más general, de acuerdo a Alvarado et al. 2011, en esta zona oriental (específicamente al sur), se define un área donde ocurre un movimiento relativo entre los arcos volcánicos de El Salvador y Nicaragua, los cuales se desplazan en dirección opuesta generando un step-over de liberación y consecuentemente ocasionando la formación de una cuenca pull-apart extensional de este a oeste conocida como “Cuenca de Subsistencia del Golfo de Fonseca” (ver figuras 35 y 36).

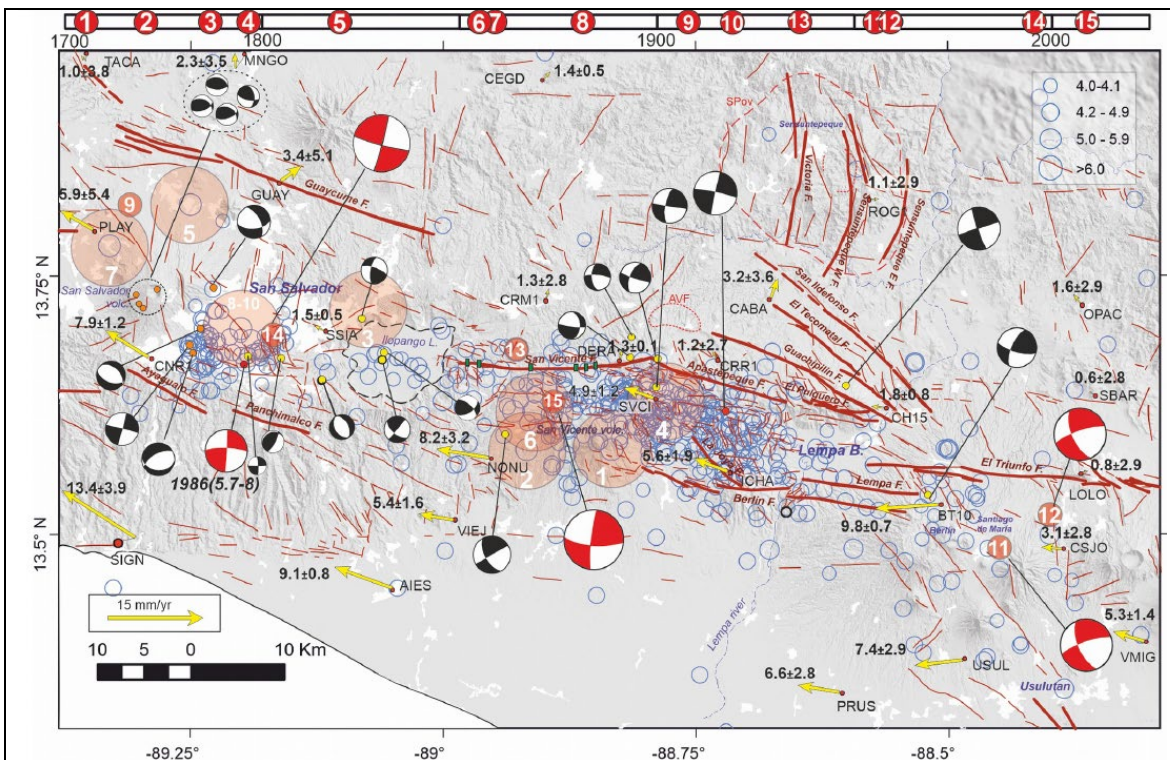


Figura 34. Mapa de sistema de falla de dominio Central Oriental, donde figura la falla de San Vicente y fallas tensionales que evidencian la propagación de la cuenca del Lempa hacia el norte. Fuente: [Martínez-Díaz et al. 2020].

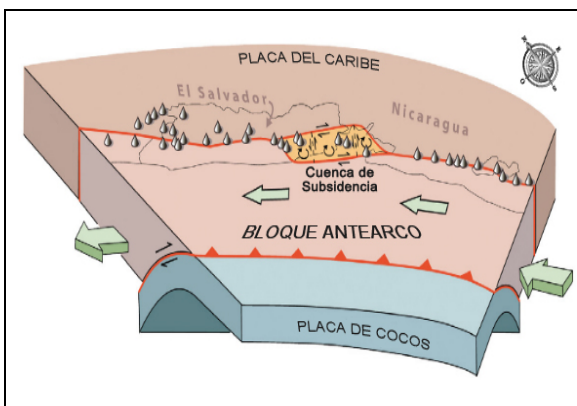


Figura 35. Ilustración esquemática tridimensional del movimiento del antearco de El Salvador y Nicaragua. Fuente: Modificada de Alvarado et al. 2011)

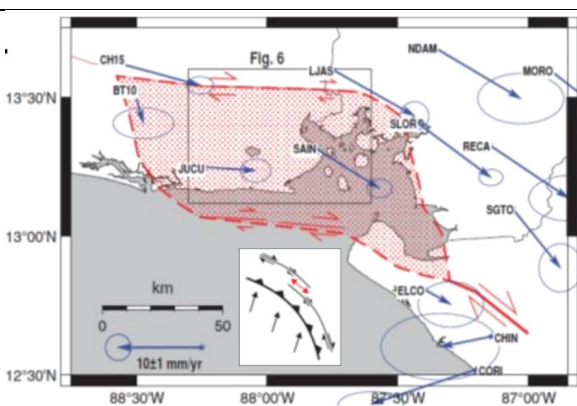


Figura 36. Diagrama esquemático en el step-over entre los arcos volcánicos de El Salvador y Nicaragua, mediante una cuenca pull-apart. Fuente: Alvarado et al., (2011).

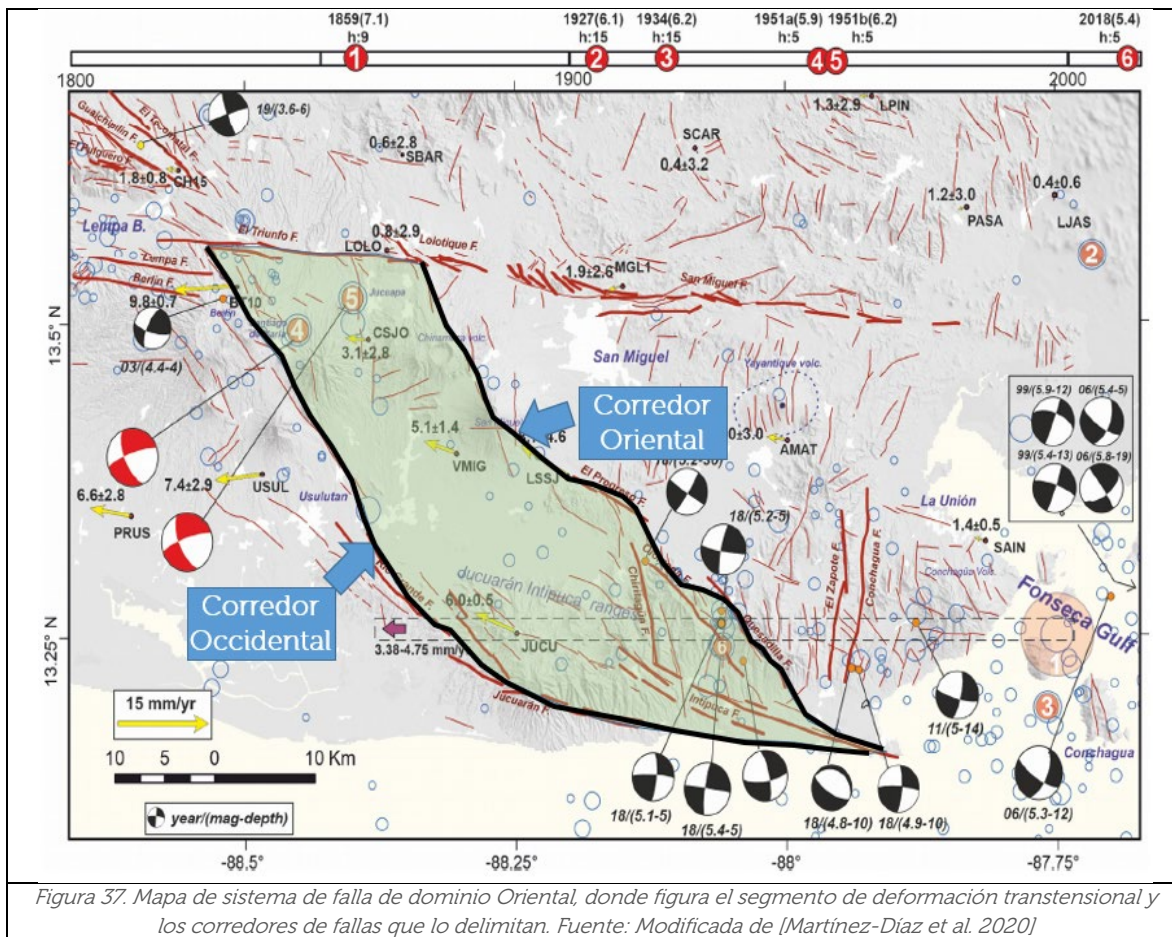
Esta cuenca ha sido definida con un ancho de 60 km y 40 km de alto, caracterizada por una sismicidad difusa, bajas velocidades GPS y numerosas fallas normales jóvenes con dirección norte a sur, donde además ocurren algunos sismos asociados a fallamiento de rumbo que indican que la extensión puede estar acompañada por fallamiento en estante de libro o *bookshelf* [Alvarado et al. 2011]. El límite **este** del pull-apart es el Golfo de Fonseca. Al norte, lo limitaría la traza de la falla de desgarre este-oeste de San Miguel perteneciente a la ESFZ. Al sur, estaría limitada por una falla localizada en el offshore, que

Funk et al., (2009) encontró mediante líneas sísmicas marinas dentro del Golfo, pero que interpretó como el límite sur del arco volcánico. Y al oeste, estaría limitada por el corredor de falla occidental *Jucuarán-Rio Grande*, mostrado más adelante en la figura 31.

Este modelo implica que la tasa de desplazamiento de la ZFES decrece hacia el este, puesto que el movimiento es transferido a las fallas dentro del pull-apart, y es por ello que recientemente se han tenido diversas series sísmicas dentro de esta área.

Una característica recalcada por [Martínez-Díaz et al. 2020] sobre los regímenes de deformación del dominio oriental, es que en su sector occidental, la deformación transtensional está controlada por dos corredores de fallas (ver figura 37), que van en dirección sureste-noroeste (denominados como *Corredor Occidental: Jucuarán-Rio Grande* y *Corredor Oriental: Quesadilla-Olomega-El Progreso*).

De igual manera, agrega que existe la posibilidad de una transferencia del desplazamiento de desgarre (strike-slip) del sistema de fallas centrales de la ESFZ (El Triunfo y Berlín) hacia las fallas (de dirección WNE-ESE) ubicadas cercanas a la costa (como la son la falla de Intipucá y Chirilagüa).



Una manifestación de este dominio segmentado y la posibilidad de esta transferencia de desplazamientos, fue lo que sucedió en diciembre de 2020, tras la ocurrencia de una serie sísmica en la zona entre los municipios de Chirilagüa y San Miguel.

Acá se pudo identificar geográficamente dos series de sismos (ver figura 38), una ocurriendo en el segmento correspondiente al régimen transtensional y otra en el extensional. De igual manera, sus mecanismos focales fueron diferentes, por lo que rápidamente se asoció a series sísmicas independiente.

En total fueron 73 sismos, de los cuales el de mayor magnitud fue de 4.5 (Ml) localizado en el segmento de Chirilagüa. Cabe mencionar, que también se generó una serie sísmica importante en este sector el pasado mayo de 2018, donde se obtuvieron tres sismos superficiales arriba de 5.0. Por lo que esta zona, es muy activa sísmicamente y lo cual se verá reflejado en los resultados de la evaluación de la amenaza sísmica.

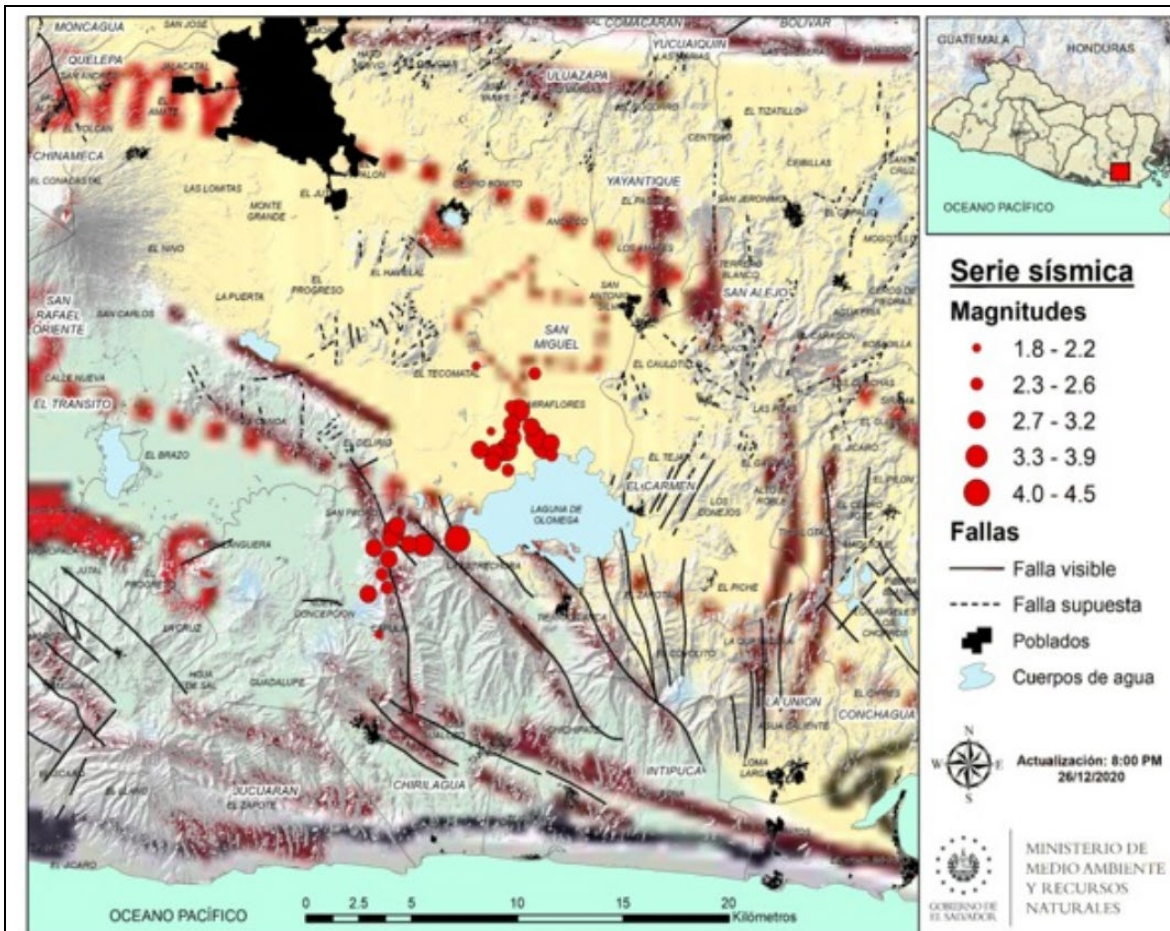


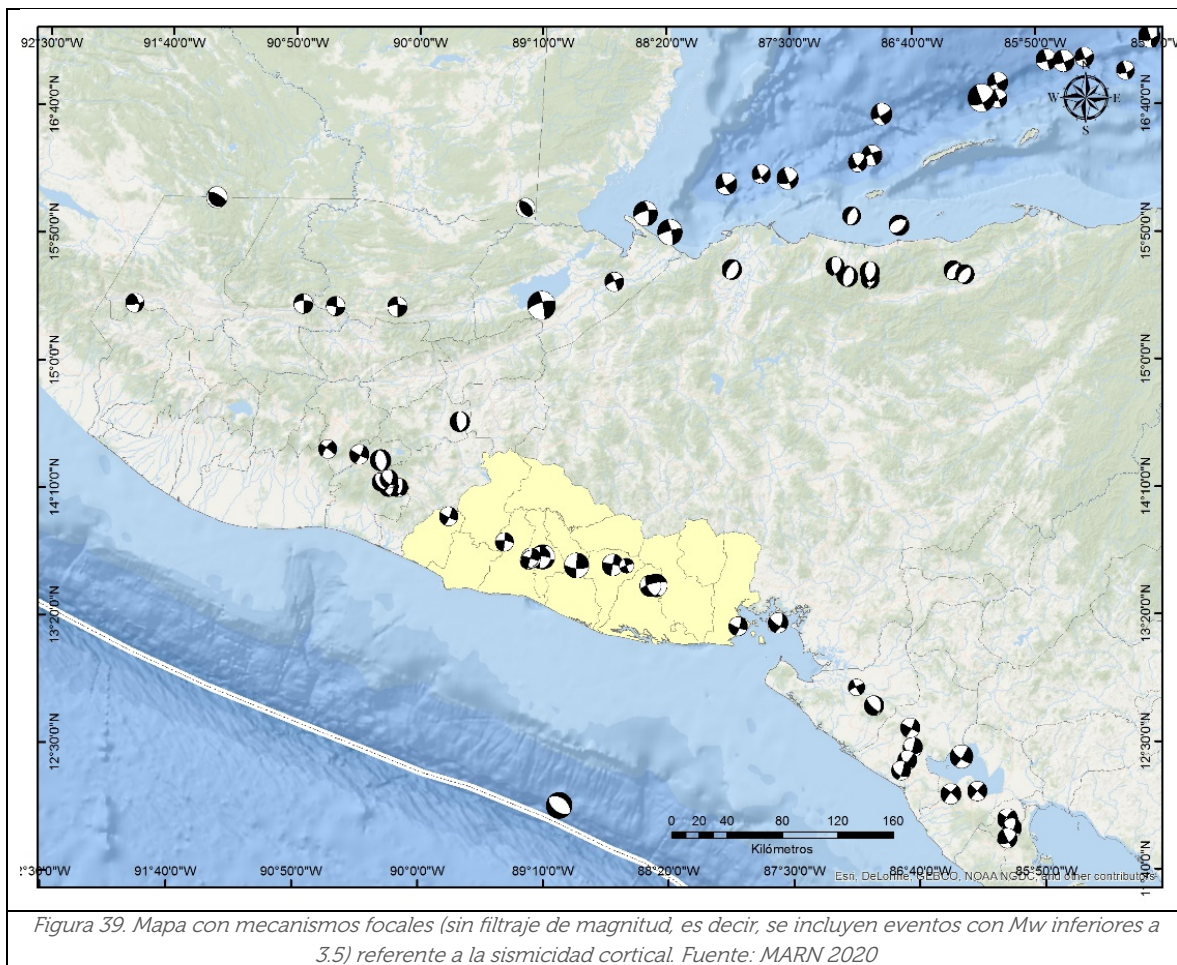
Figura 38. Mapa de serie sísmica suscitada en diciembre de 2020 entre los municipios de Chirilagüa y San Miguel, donde se refleja la activación de fallas en los dos regimenes de deformación del dominio oriental. Fuente: MARN e imagen superpuesta de [Martínez-Díaz et al. 2020],

5.3.2. Mecanismos focales y regionalización de sismicidad

Durante este trabajo se fue realizando un control de calidad del catálogo sísmico y de acuerdo a parámetros de profundidad junto a mecanismos focales recopilados (representado como la famosa pelota de playa), se fue regionalizando el catálogo para esta fuente superficial.

Para esta fuente de sismos superficiales, se tuvo el cuidado de no incorporar algunos sismos que a simple vista ocurren dentro del territorio, sin embargo, son muy profundos y que lógicamente pertenecen a la fuente de subducción.

No obstante, es de aclarar que son pocos los eventos que poseen información de sus parámetros focales. En la figura 39 se puede apreciar algunos mecanismos focales obtenidos para ciertos eventos de esta fuente sísmica.

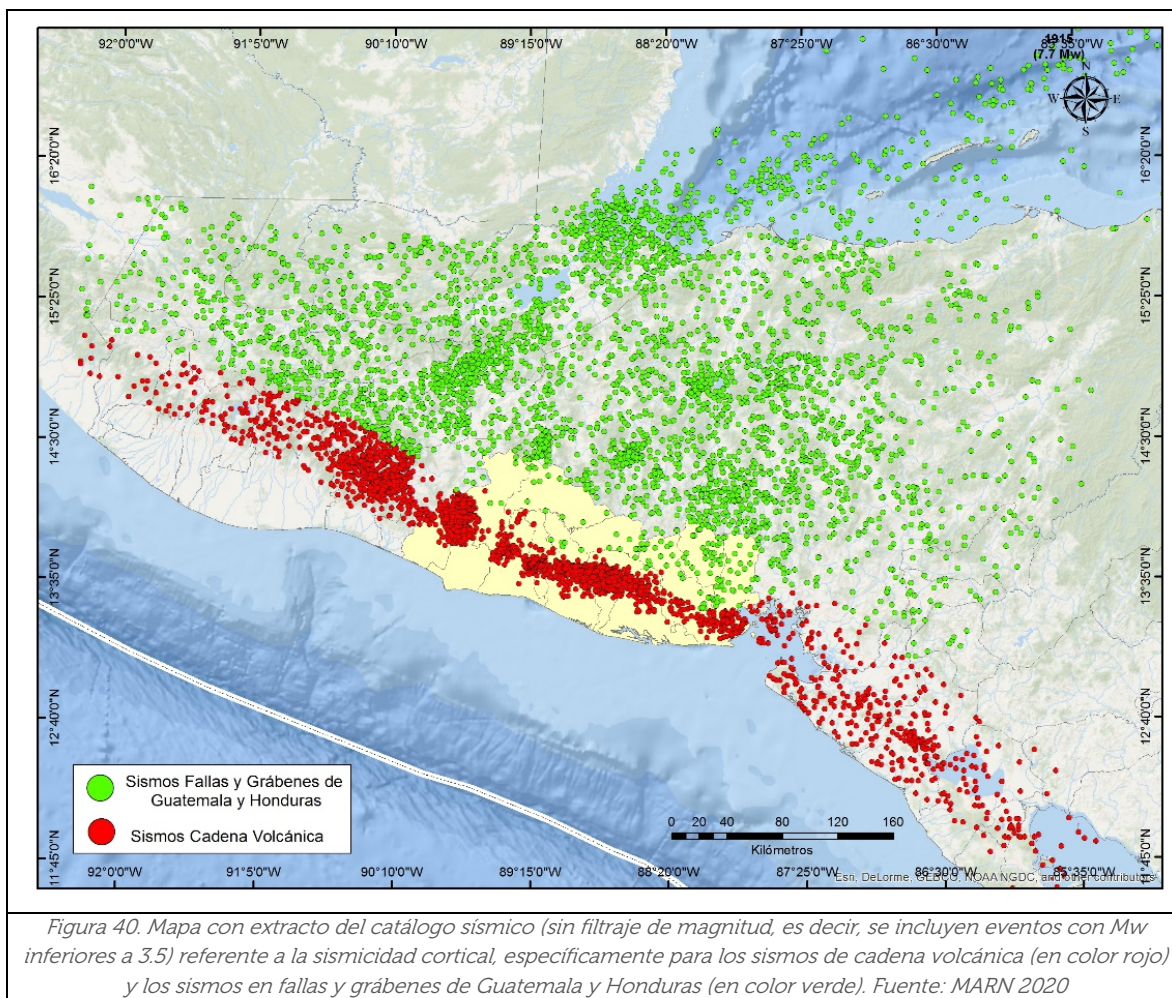


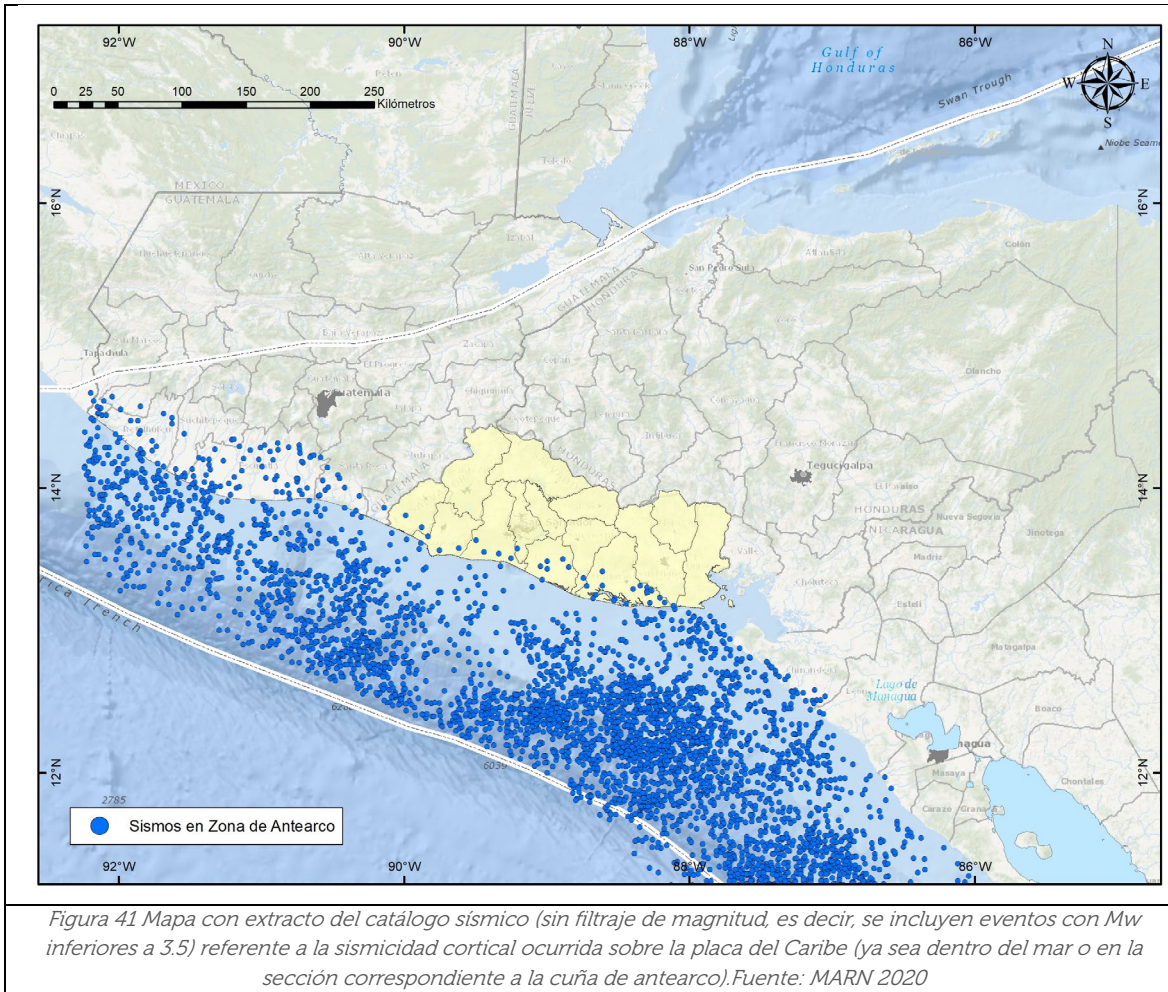
Finalmente, en la figura 40 se observa un extracto del catálogo sísmico (sin filtraje de magnitud, es decir, se encuentran eventos con magnitudes inferiores a 3.5) referente a la sismicidad superficial, específicamente para los sismos de cadena volcánica (en color

rojo) y los sismos en fallas y grábenes de Guatemala y Honduras (en color verde). Por otra parte, en la figura 41 se muestra la sismicidad superficial ocurrida sobre la placa del Caribe (ya sea dentro del mar o en la sección correspondiente a la cuña de antearco).

Es importante recalcar, que, para realizar una caracterización apropiada de la sismicidad local en la cadena volcánica de El Salvador, y seguir el enfoque de zona rígida para la evaluación de la amenaza sísmica, se deben de eliminar los sismos catalogados como réplicas y premonitores.

Esto se convertiría un gran problema si se utilizaran áreas de fuentes sísmicas más pequeñas (como por ejemplo las 12 zonas sísmicas definidas por Marroquín G. 2012, para la cadena volcánica de El Salvador), ya que al realizar la depuración, cada una de las áreas podría quedarse con pocos sismos para ser analizados y, por ende, no representar el nivel de sismicidad real de dicha zona; y no garantizar un cálculo robusto de una distribución de frecuencia de magnitud (MFD, siglas en inglés); y en algunos casos lograr obtener valores de b (b -value) incoherentes respecto a la recurrencia sísmica esperada.





Otro punto de análisis es lo relacionado a que si realmente, la sismicidad de la cadena volcánica o la ESFZ (basada principalmente en series como lo son enjambres sísmicos) obedecerían (necesariamente) a un comportamiento de acuerdo a una distribución de Poisson.

Por ello, se utilizarán áreas lo suficientemente grandes para recopilar la mayoría de sismos principales, y de igual manera, se aprovechará la ventaja de utilización de la técnica de sismicidad suavizada, la cual ayudará a acentuar donde la sismicidad es más relevante y un cálculo más ad-hoc de las probabilidades de recurrencia en cada punto de la malla suavizada. A continuación, se abordará con mayor detalle este tema.

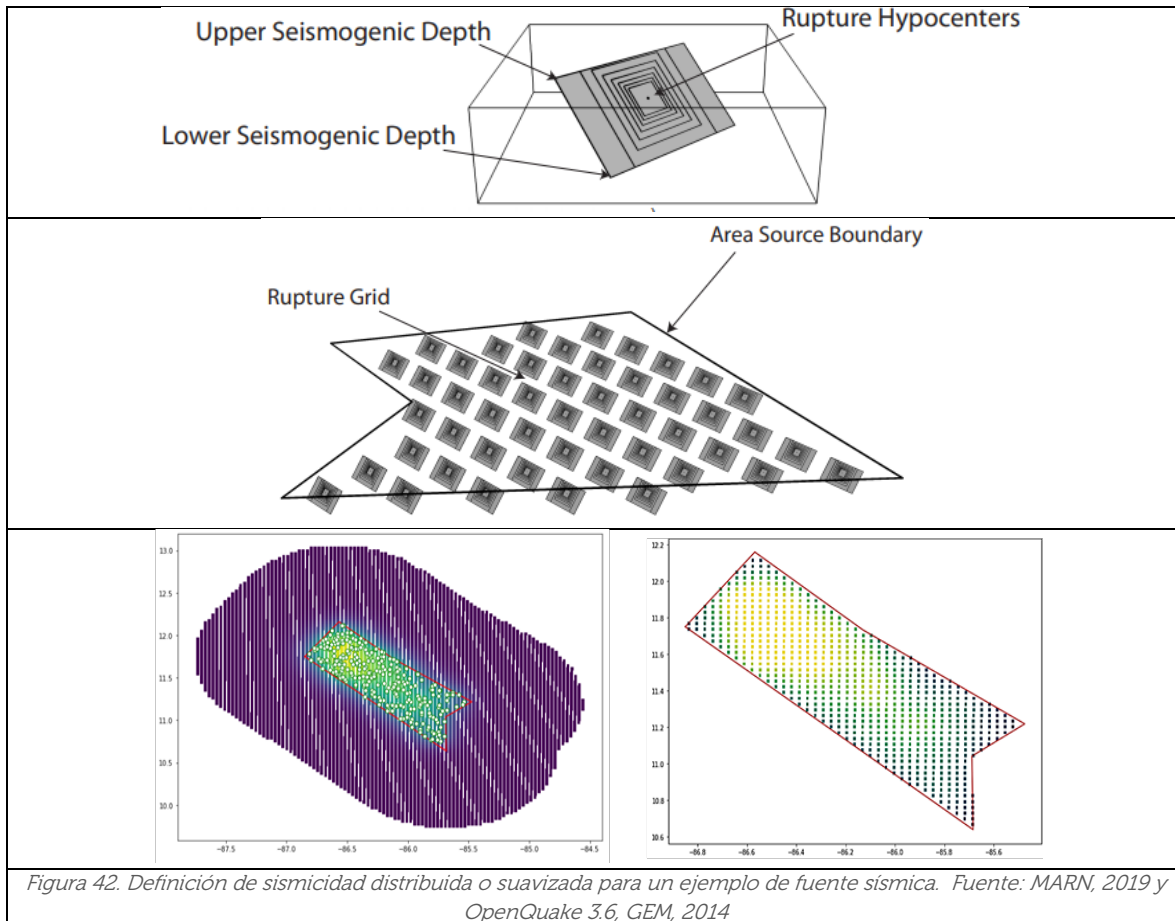
5.3.3. Sismicidad suavizada

Como se mencionaba en el apartado 5.2, la sismicidad distribuida o suavizada consiste en un simple conjunto de fuentes puntuales, formando una malla o "grid" dentro de un área finita en la que se dispone a distribuir la sismicidad; con el fin de modelarla con parámetros espacialmente variables. Básicamente, se suaviza la sismicidad que se produce en una cuadrícula de puntos.

Este modelado es prácticamente similar al de áreas fuentes (o macro-zonas equiprobables), con la variante que las tasas de momento sísmico (definida con la distribución de magnitud-frecuencia) son basadas en ocurrencias específicas observadas geográficamente, por lo que obligaría a no usar un valor de “a” constante a lo largo de una geometría finita; sino que cada nodo de la malla aportaría de manera particular a la tasa de momento sísmico total.

De igual manera, teniendo en cuenta que para la construcción de modelos zonificados [donde la probabilidad de ocurrencia de rupturas (con la misma magnitud) es uniforme a lo largo de toda la geometría de la zona] pueden existir diferentes criterios e incertidumbres en la definición de límites y geometrías de fuentes sísmicas, los modelos de sismicidad suavizada representan una alternativa basada principalmente **en el catálogo de eventos**.

En la figura 42 se muestra un ejemplo de este tipo de fuente sísmica, en la que se puede observar que la sismicidad se distribuye dentro de un área finita y muestra una especie de función de densidad espacial o *kernel* en determinados lugares, donde un color amarillo más intenso en los nodos de la grilla corresponde a ubicaciones con mayor recurrencia de eventos sísmicos y en color azul donde hay menor frecuencia de sismos.



Las ventajas que se destacan al aplicar este tipo de fuente respecto a la tradicional de fuentes tipo áreas o macro-zonas equi-probables, son las siguientes:

- a) Elimina la mayor parte del grado de subjetividad en la definición de las geometrías de las fuentes área, y
- b) Produce un patrón espacial de sismicidad que suele estar más cerca de lo observado en la realidad.
- c) Permite utilizar zonas de origen más grandes, mientras se captura la variabilidad espacial en la tasa de sismicidad.

En resumen, la cuadrícula de sismicidad suavizada (la cual se ha decidido espaciarse a $0.1^\circ \cong 10$ km) se obtuvo aplicando un filtro de suavizado del tipo Gaussiano (similar a los que se utilizan para el procesamiento y mejoramiento de resolución de imágenes digitales) a cada sub-catálogo (previamente depurado de réplicas y premonitores, para seguir la filosofía de modelos independientes del tiempo) contenido en cada una de las geometrías limítrofes (correspondientes a la definición geométrica proporcionada en el trabajo de Alvarado et al. 2017) y **calculando la fracción de tasas de sismicidad espacial en cada nodo de la cuadrícula.**

Luego, esto se combinara con la distribución de magnitud-frecuencia de cada geometría limítrofe para crear una cuadrícula de fuentes puntuales, **donde cada una aportará al cálculo del momento sísmico con su propia tasa de ocurrencia de terremotos.**

Cabe destacar, que se ha optado por utilizar el filtraje gaussiano, ya que ha sido utilizado por varios investigadores en el cálculo de las tasas de ocurrencia de eventos sísmicos; permitiendo el modelado difuso de la tasa de actividad, donde cada punto de la malla son los únicos elementos geométricos; y además incorpora el tratamiento de incertidumbre en la localización de los sismos a través del radio de suavizado, el cual puede o no considerarse durante el cálculo.

Como se ha mencionado, para la delimitación de la geometría donde se distribuirá la sismicidad suavizada, se utilizó la definición geométrica proporcionada en el trabajo de Alvarado et al. 2017, las cuales son 24 áreas (macro-zonas) análogas a las fuentes sísmicas utilizadas en el proyecto RESIS II, las cuales se visualizan en la figura 23. Adicionalmente, en la figura 43 se observa el cálculo de cada una de las grillas de sismicidad suavizada de las 24 fuentes sísmicas corticales, las cuales serán utilizadas en la evaluación de la amenaza sísmica.

Otro aspecto importante a mencionar, es que los diferentes sub-catálogos conformados para esta fuente superficial, serán filtrados para que se consideren eventos con magnitud

momento (M_w) real o calculada arriba de 4.5, donde en consecuencia, el parámetro de recurrencia (valor de b) y distribución de frecuencias de magnitudes, son calculadas a partir de estas magnitudes. Una vez definidas las geometrías se dispuso a ejecutar un script elaborado y basado en herramientas de OpenQuake y sus módulos hazard.lib y oq-mbtk; con el objeto de ir obteniendo las diferentes tasas de ocurrencia de cada punto de la sismicidad suavizada, que al final es representada como una grilla (con resolución ajustada en el código) dentro de la geometría correspondiente.

Cabe mencionar que, dentro del código utilizado, se hace énfasis en colocar las profundidades máximas y mínimas de cada fuente (*upper and lower seismogenic depths*, en inglés), asignar la probabilidad de distribución de hipocentros (dentro del rango de profundidades consideradas), asignar tanto los mecanismos focales como su probabilidad de ocurrencia de un tipo específico.

Por ello, es sumamente importante conocer el contexto tectónico de dichas zonas. Asimismo, se hace de manera automática el cálculo de magnitudes máximas a considerar en las fuentes, los parámetros de recurrencia Gutenberg-Richter y análisis de completitud del catálogo específico para cada fuente. Estos aspectos se detallarán en los apartados siguientes.

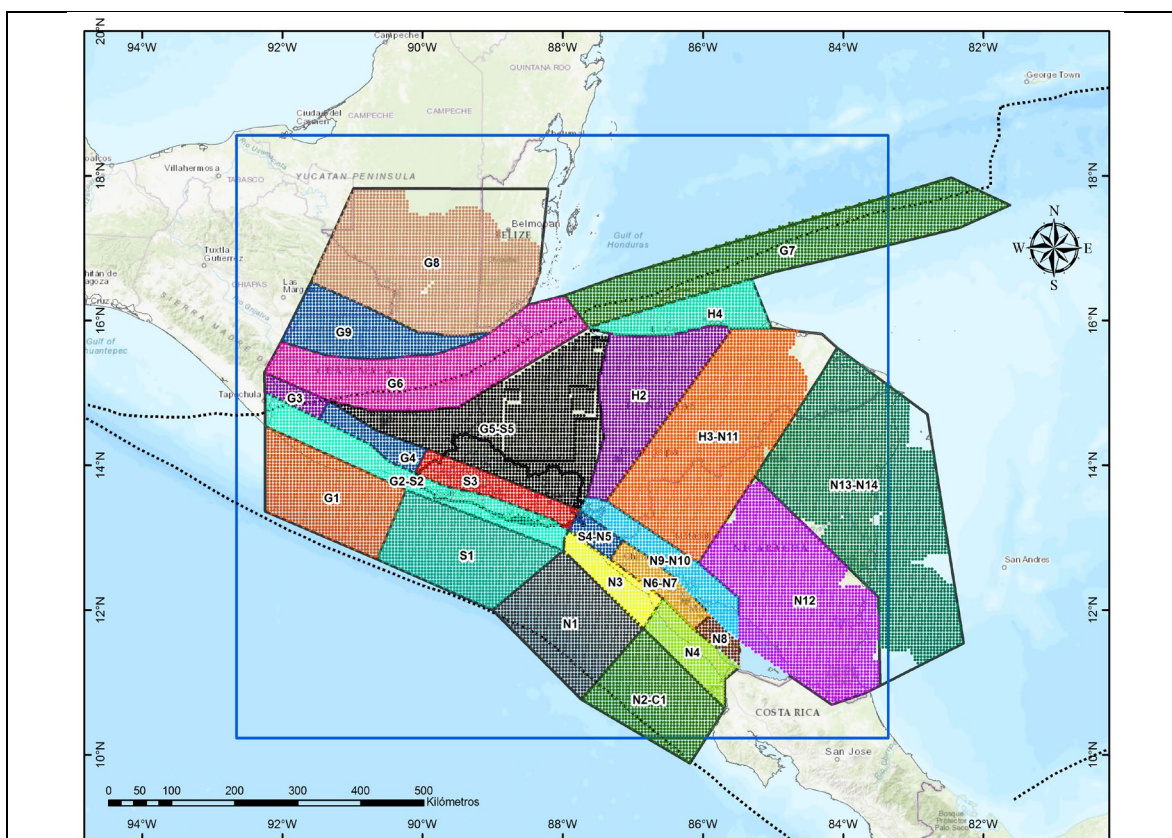


Figura 43. Definición de sismicidad distribuida o suavizada en las 17 fuentes corticales. Fuente: MARN, 2019 y OpenQuake 3.6

Como se dijo anteriormente, un aspecto adicional que se logra capturar con el uso de un enfoque de sismicidad suavizada, es que permite la consideración de la incertidumbre aleatoria en la localización de los eventos sísmicos registrada en los sub-catálogos. Es por ello, que durante la conformación de dichos catálogos se debe integrar la incertidumbre en unidades métricas, respecto al valor de la distancia epicentral, de cada uno de los eventos sísmicos. Para eventos históricos y antiguos, estos valores son colocados ad-hoc y se van reduciendo a medida las redes sísmicas se van siendo más densas.

Por ejemplo, para años inferiores a 1950, se ha colocado una incerteza de 20 km (del valor de la distancia epicentral), entre 1950 y 1984 una incerteza de 15 km, entre 1984 y 2001 una incerteza de 7.5 km, entre 2001 y 2015 una incerteza de 5 km y mayores a 2015 (correspondientes al mejoramiento de modelos de corteza) se ha colocado una incerteza menor a los 3 km. Es un hecho que las incertidumbres epicentrales se van reduciendo a partir de 1984, donde ya se tenía una red sísmica más densa en El Salvador.

Por lo tanto, al usar este enfoque de sismicidad distribuida, donde existe una aplicación del filtro Gaussiano (que considera un valor de radio de suavizado), estos valores de incertidumbre son extraídos del sub-catálogo y asociados a dicho radio, y es considerado al momento de hacer el suavizado geográficamente dentro de la geometría impuesta y así generar una distribución de probabilidad espacial para la recurrencia de cada uno de los eventos contenidos en los sub-catálogos.

Finalmente, esta distribución de probabilidad espacial se traduce en la distribución de la tasa anual de ocurrencia respecto a una fracción espacial (después de aplicado el filtro), correspondiente al conteo de eventos sísmicos (en un intervalo de magnitud) dentro de cada nodo de la malla. En otras palabras, se refiere a un enfoque de densidad *kernel* a lo largo de la malla. A continuación, se explicará en resumen el procedimiento para conformar la sismicidad distribuida.

5.3.3.1. Procedimiento de conformación

El procedimiento para construir este tipo de sismicidad suavizada comprende los siguientes pasos:

- a) Regionalización de sismicidad en sub-catálogos para cada una de las 24 macro-zonas de corteza superficial activa. Este paso se ha venido identificando como se plantea en el apartado 5.3.2.
- b) Determinación de la distribución magnitud-frecuencia de cada macro-zona. Los resultados de este paso se muestran en el apartado 6. Sin embargo, en la figura 44, mostrada a continuación, se muestra un boceto explicando las diferentes gráficas de recurrencia calculadas para las zonas corticales

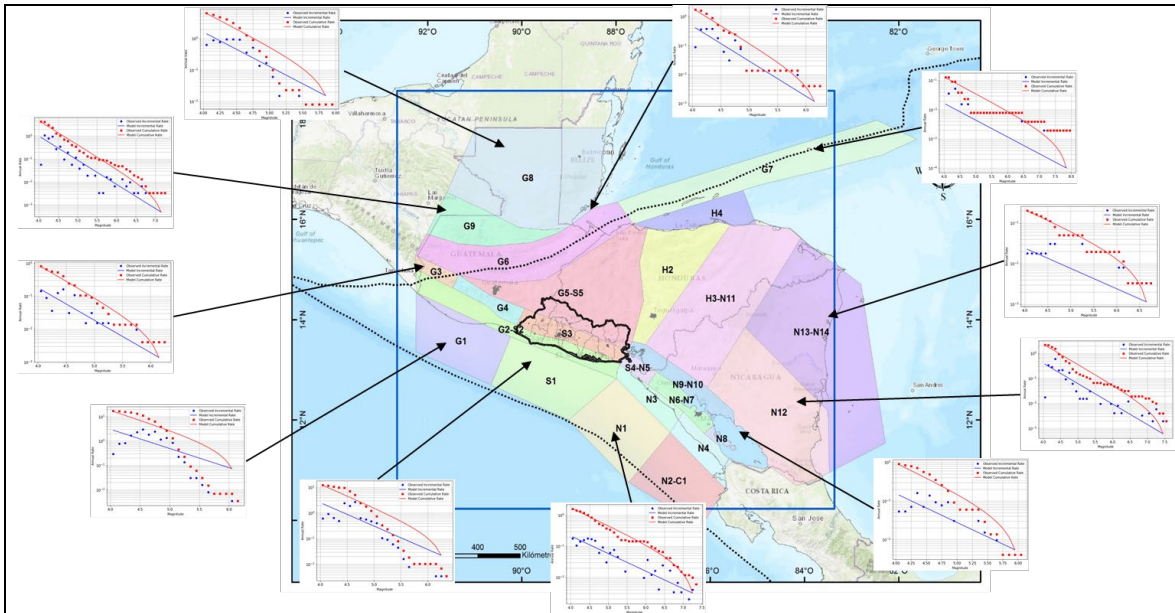


Figura 44. Determinación de la distribución magnitud-frecuencia para las zonas de corteza superficial activa. Fuente: MARN 2021

- c) Definición de fuentes puntuales, distribuidas en una malla equiespaciada ($0.1^\circ \cong 10$ km). En cada nodo de la malla se realiza un conteo de eventos de magnitudes iguales o superiores a determinados rangos de magnitud, considerando intervalos de 0.1 Mw
- d) Transformación de fuentes área (macro-zonas, donde se define la geometría límite) en una cuadrícula de fuentes puntuales. Esto se realiza mediante la aplicación de un filtro Gaussiano a cada sub-catálogo depurado dentro de cada macro-zona. Tal como se observa a continuación en el bosquejo de la figura 45.

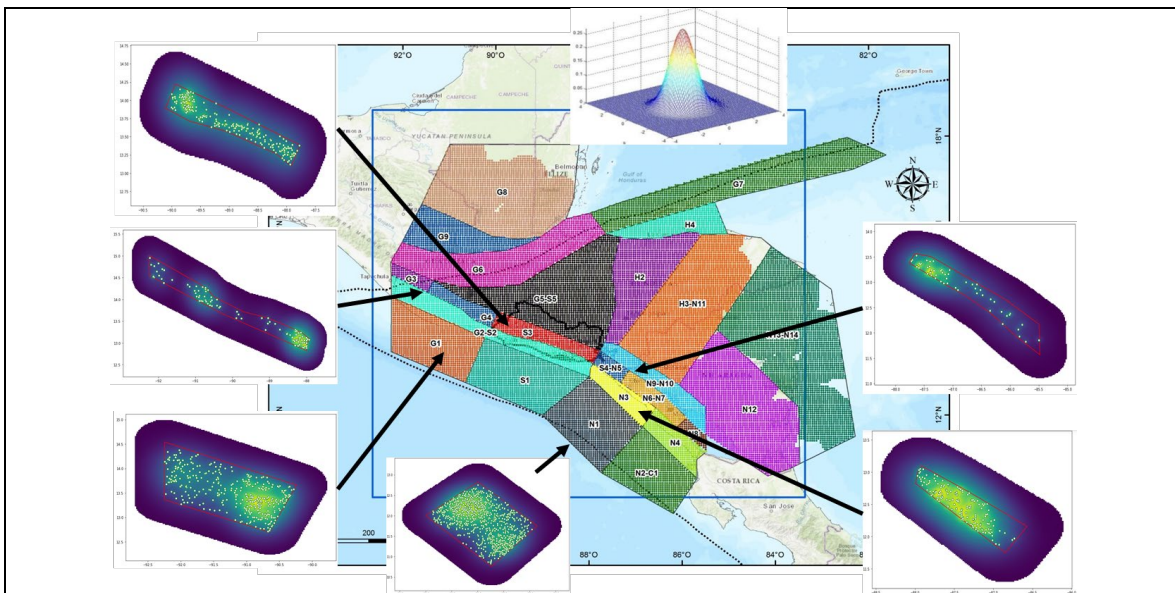
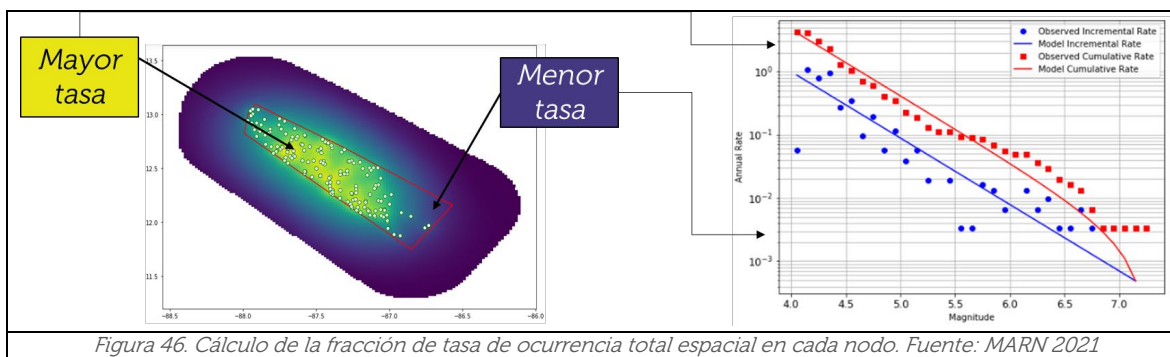


Figura 45. Transformación de fuentes área a cuadrícula de fuentes puntuales. Fuente: MARN 2021

- e) Cálculo de la fracción de la tasa de ocurrencia total espacial en cada nodo de la cuadrícula. En la figura 46 se puede observar la distribución de la sismicidad en una macro-zona y sus diferencias en tasas.

Es importante mencionar, que para una determinada fuente puntual, la tasas de ocurrencia está condicionada por la distribución de magnitud-frecuencia obtenida para la macro-zona, compartiendo el mismo valor de “b” y ajustando los valores de la tasas de momento sísmico producto del filtraje espacial gaussiano. Por lo que cada una de las fuentes puntuales de la cuadrícula posee su propia tasa de ocurrencia de terremotos.



- f) Finalmente, para evitar el doble recuento de sismicidad en las proximidades de las fallas geológicas (que se modelaran también para esta fuente sísmica de corteza superficial activa), se realizará un truncamiento en la distribución de magnitud-frecuencia de las fuentes puntuales correspondiente a la sismicidad suavizada.

Este truncamiento se hará a una magnitud máxima de Mw 6.5, junto a la generación (a lo largo de la línea de las fallas) áreas de retiro o buffers de 10 km cubriendo la proyección superficial de las mismas. Lo anterior, con el fin de establecer que fuera de dichos buffers la sismicidad de las zonas se mantiene como lo predice la distribución magnitud-frecuencia. En la figura 47, se puede observar un claro ejemplo de cómo funcionaría esta integración entre la sismicidad suavizada y fallas geológicas.

En dicha figura se observa a la izquierda, el truncamiento de la distribución magnitud-frecuencia a Mw 6.5 para la contribución de la sismicidad suavizada (en color rojo) y el aporte de una falla geológica (en color azul), en el centro superior se observa la integración de la proyección de las fallas sobre la malla de la sismicidad distribuida de la macro-zona, en el centro inferior se muestra la asignación de los *buffers* de 10 km alrededor de las fallas, y finalmente, en el lado derecho se muestra la gráfica de distribución magnitud-frecuencia resultante. Es evidente que la distribución de magnitudes de la macro-zona (donde se despliega la sismicidad suavizada) tiene una magnitud máxima de 6.5 Mw (ver línea roja punteada). Dicha distribución se complementa con la suma (ver línea azul) de cada una de las distribuciones de

magnitudes de las fallas que la circunscriben (ver líneas amarillas), de tal manera que se puede tener una evaluación de la amenaza sísmica en un rango de magnitudes superiores a 6.5 Mw.

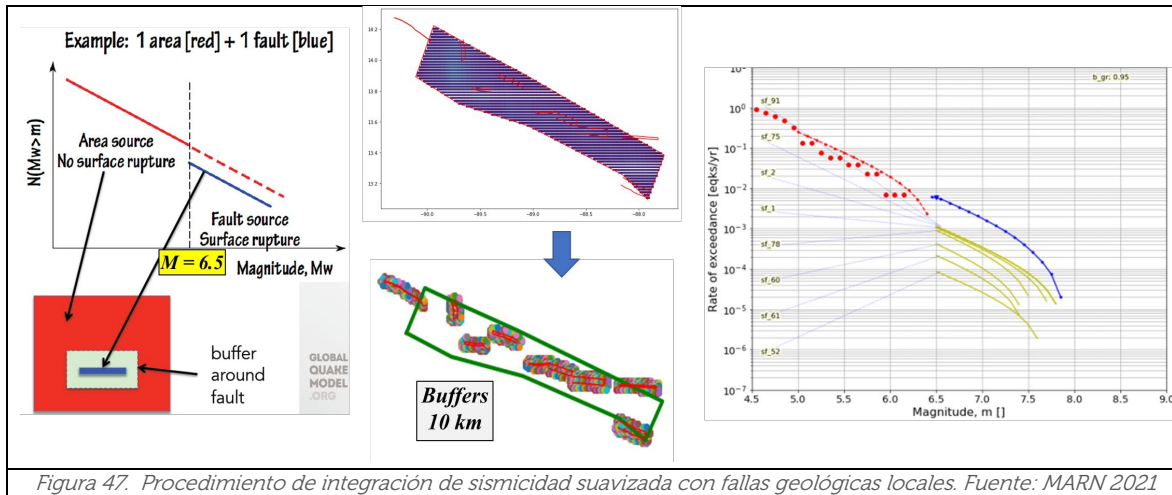


Figura 47. Procedimiento de integración de sismicidad suavizada con fallas geológicas locales. Fuente: MARN 2021

5.3.4. Fallas Geológicas Locales

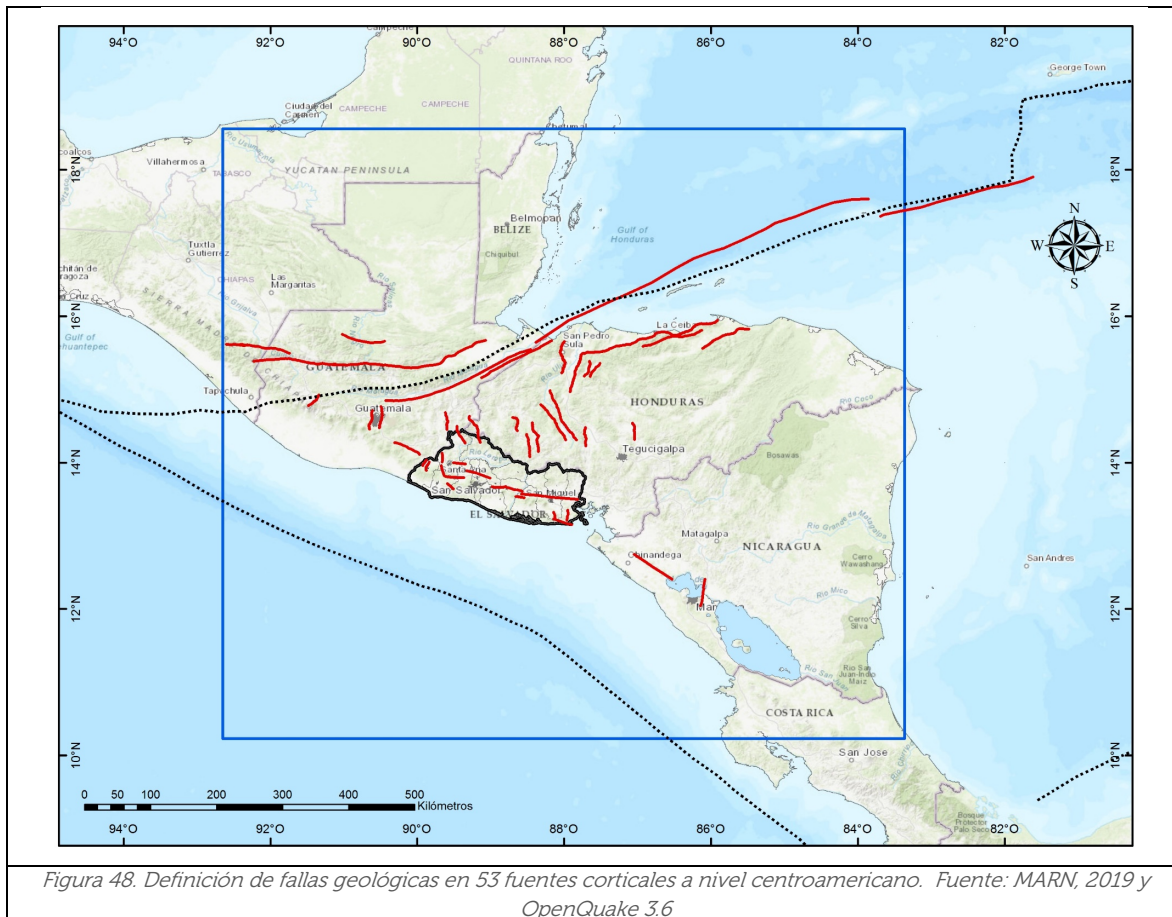
A partir del proyecto CCARA se obtuvo acceso a una base de datos de fallas geológicas locales con potencial sísmico, las cuales presentan un cálculo de la tasa de actividad en mm/año, bajo un concepto de máxima verisimilitud. Estas fallas se encuentran para toda América Central y El Caribe [Styron et al. 2020], por lo que para este trabajo de actualización se procedió a extraer las fallas que se encontrasen dentro de la zona de influencia sísmica de El Salvador, mostrada en la figura 12.

A continuación, en la figura 48 (a nivel centroamericano) y 49 (a nivel de El Salvador) se muestra el mapa de fallas, donde se contabilizan un total de 53. Específicamente las fallas que cruzaban el territorio salvadoreño son un total de 20 fallas, con diferentes longitudes y potencial sísmico. Luego, se hizo un proceso de depuración de las fallas geológicas que fueran capaces de generar sismos de magnitud mayor a 6.5 ($M_w \geq 6.5$), así como también, de lo bien justificado que se encuentre la estimación de su tasa de actividad, es decir, que exista bibliografía sobre la determinación de este valor, y el método de estimación utilizado.

Lo anterior, se realizó para las fallas geológicas con potencial sísmico que influyen directamente al territorio salvadoreño, obteniéndose un total de 14. Estas fueron consideradas en el cómputo de la amenaza sísmica junto con la influencia de la sismicidad suavizada. Como ya se dijo antes, para dichas fallas se realizará un truncamiento para determinar su recurrencia a partir de una magnitud de 6.5, logrando así evitar la duplicidad de la amenaza con el aporte de la sismicidad suavizada colindante.

El porqué de definir las fallas capaces de generar sismos mayores a una magnitud de 6.5, obedece a los siguientes aspectos:

1. Se observa que la longitud de la falla que ha sido delimitada geoméricamente, tienen la capacidad de generar sismos arriba de M_w 6.5; evidenciándose a través de relaciones de escala empíricas (como lo es Wells&Coppersmith de 1994)
2. Se realizan análisis de amenaza determinísticos específicos en algunas de las fallas caracterizadas (tales como, la falla de San Vicente y Guaycume), y se observa que la mayor influencia en los niveles de aceleración se establecía con magnitudes arriba de M_w 6.5, alcanzado valores de hasta 0.3 g; lo cual se estimó que era un valor adecuado y conservador que podría incidir en el valor final de aceleración, el cual resultaría cuando se consideren todas las fuentes.
3. Además se encontró que al hacer el análisis de distribución de magnitud-frecuencia (MFD) en las zonas (que contienen fallas geológicas consideradas como activas, dada su tasa de actividad anual determinada), no se lograba capturar la influencia de terremotos mayores a 6.5, obligando a que la pendiente de la relación de la MFD se atenuara rápidamente antes de ese valor.



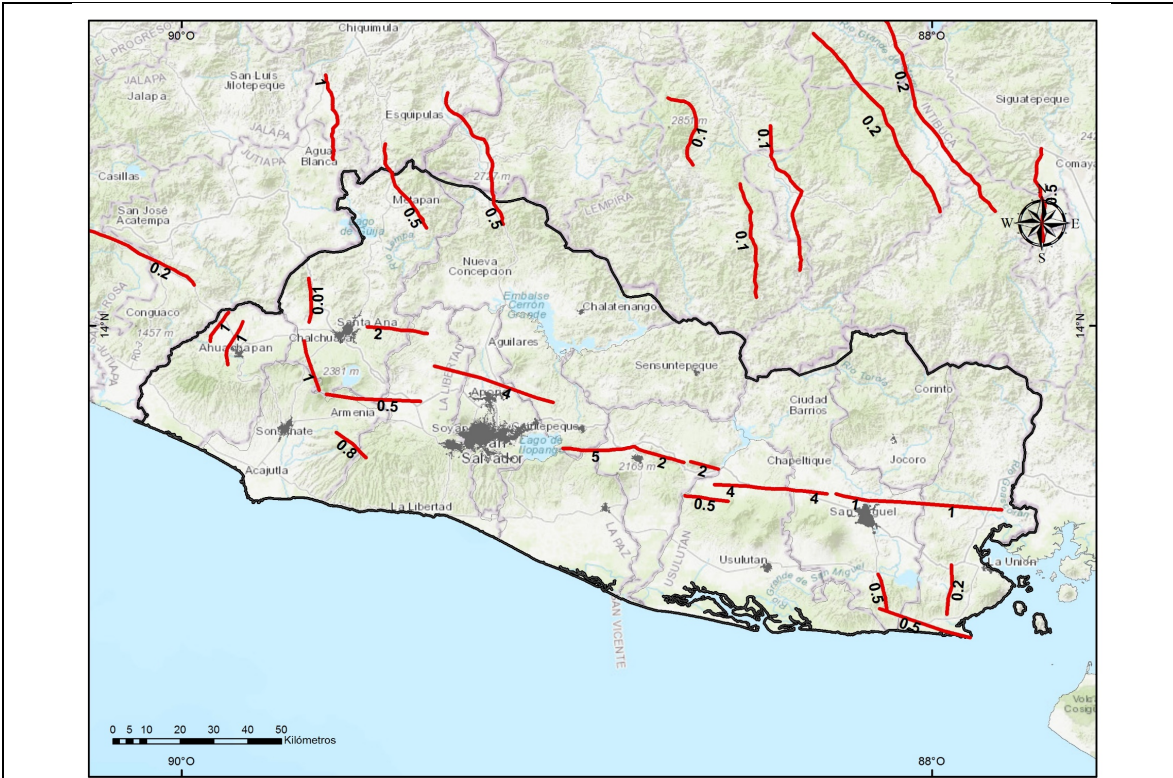


Figura 49. Definición de fallas geológicas locales en las 24 fuentes corticales a nivel de El Salvador. Fuente: MARN, 2019 y OpenQuake 3.6

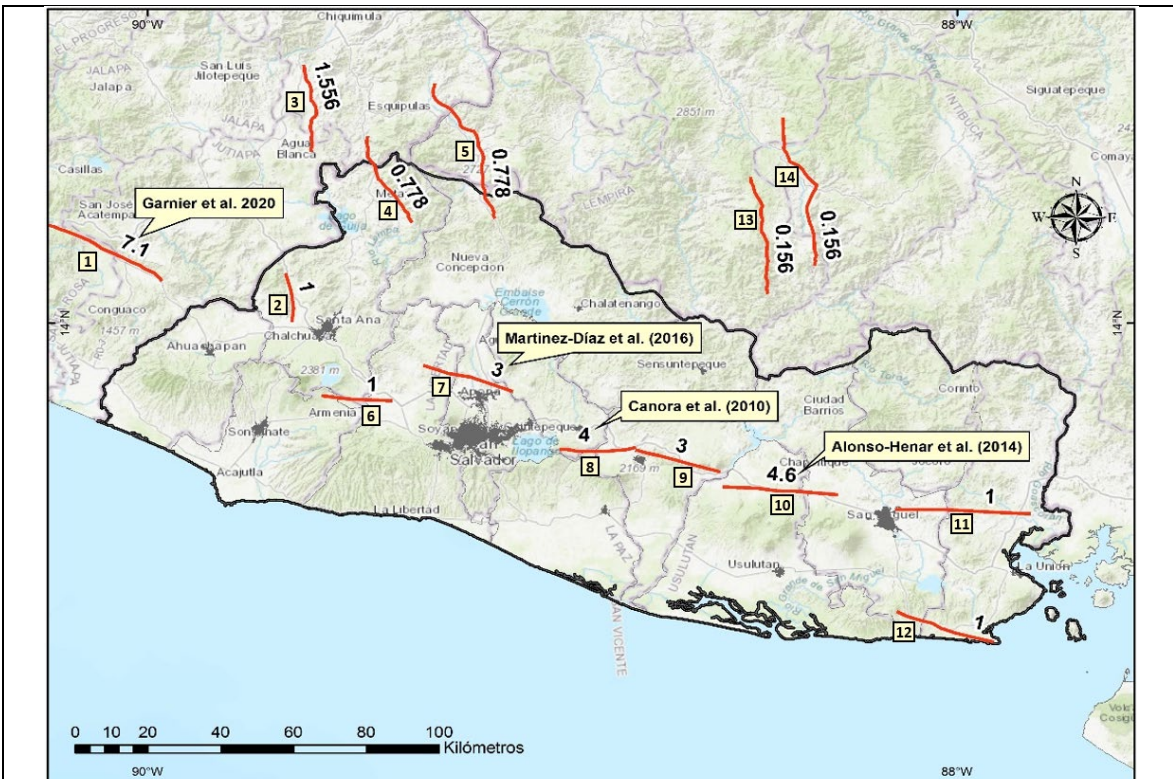


Figura 50. Definición de fallas locales dentro del territorio salvadoreño y la bibliografía donde se extrajo el valor de tasa de actividad. Fuente: MARN, 2019 y OpenQuake 3.6

En la figura 50 se muestran las 14 fallas analizadas con su número correlativo (encerrado en un cuadro, de acuerdo a la tabla 4) y la estimación de su tasa de actividad máxima probable, la cual fue utilizada en la evaluación de la amenaza sísmica probabilística.

A continuación, en la tabla 4 se muestran los parámetros focales como las tasas de actividad en mm/año de las 14 fallas geológicas identificadas en la figura 50; donde éstas últimas han sido asignadas bajo el concepto de máxima verisimilitud, de acuerdo al análisis exhaustivo de las tasas de actividad máximas probables determinadas por diferentes investigadores sobre dichas fallas.

Tabla 4. Parámetros focales y tasas de actividad de 14 fallas geológicas utilizadas en la amenaza sísmica.

ID	Nombre	Buzamiento (Dip) en grados	Deslizamiento (Rake) en grados	Tasa de actividad estimada (mm/año)	Longitud de la falla en Km	Menor profundidad sismogénica en Km	Fuente bibliográfica
1	Jalpatagua	90	180	7.1	41.57	17	Garnier et al. 2020
2	Zacamil	70	-90	1.0	14.61	9.86	Styron et al. 2020
3	Ipala	50	-90	1.55	27.40	12.18	Styron et al. 2020
4	Metapán	50	-90	0.77	29.30	12.77	Styron et al. 2020
5	Ocoatepeque	50	-90	0.77	46.56	17.39	Styron et al. 2020
6	Coatepeque	80	180	1.0	19.10	10.55	Alonso-Henar et al. 2014
7	Guaycume	80	180	3.0	25.26	12.71	Martinez-Díaz et al. 2016
8	San Vicente	85	180	4.0	20.69	11.25	Canora et al. 2010
9	Apastepeque - Pulguero	70	180	3.0	23.64	11.61	Alonso-Henar et al. 2014
10	El Triunfo	70	180	4.6	31.05	13.91	Alonso-Henar et al. 2014
11	San Miguel	85	180	1.0	36.17	16.33	Staller et al. 2016
12	Intipucá	70	-90	1.0	27.67	15.76	Alonso-Henar et al. 2014
13	Erandique	50	-90	0.15	35.57	14.54	Styron et al. 2020
14	San Juan	50	-90	0.15	48.16	17.79	Styron et al. 2020

Asimismo, se ha evitado la incorporación directa de tasas de actividad (*slip rates*) producto de mediciones GPS (o ensayos geodéticos), debido a que representan valores muy altos asociados a probabilidades muy bajas de ocurrencia; haciendo que los resultados en los niveles de aceleración sean muy grandes.

Es por ello, que estos valores los tomamos como máximos; sin embargo, otros (*slip rates*) obtenidos por estudios geomorfológicos, paleo-sismicidad, etc.; han sido los que hemos colocado como mínimos y máximos probables dentro de la configuración de los archivos de amenaza para ser corridos por OpenQuake de GEM.

5.3.4.1. Notas sobre Falla de Guaycúme

El proceso que se llevó a cabo para ir seleccionando los (*slip rates*) más adecuados se muestra con un ejemplo en la tabla 5, para el caso de la Falla de Guaycume; donde se tenía diversos valores para ser utilizados junto a sus incertezas, pero que al final se decidió utilizar un valor promedio como máximo probable.

En esta tabla 5 también figuran todos los parámetros de la falla y la magnitud máxima estimada (a base de relaciones empíricas (Wells y Coppersmith, 1994), para sismos superficiales con mecanismos de ruptura strike-slip, propios de la falla de Guaycume.

Tabla 5. Parámetros focales y tasas de actividad de falla geológica de Guaycume.

Descripción	Dato	Observación adicional
ID	7	-
Nombre	Guaycume	
Acimut(Strike) en grados	108	
Buzamiento (Dip) en grados	80	
Deslizamiento (Rake) en grados	180	
Tasa de actividad por geomorfología (mm/año) [Mínimo]	> 1.0	0.7 - 1.1 mm/año (basado en la posible edad de las ignimbritas superiores de Cuscatlán Fm.)
Tasa de actividad por paleo-sismicidad (mm/año)	5.3	Considerando edad TBJ (edad máxima de los canales sobre los depósitos de terraza)
Tasa de actividad por estudios geodéticos (mm/año) [Máximo]	< 8	A partir de datos GPS data de Staller et al. (2016)
Tasa de actividad estimada seleccionada para peligrosidad (mm/año)	3.0	Usado para evaluar la peligrosidad junto a la sismicidad suavizada en vecindad de falla, con magnitud de truncamiento de 6.5
Longitud de la falla en Km	25.26	-
Menor profundidad sismogénica en Km	12.71	-
Magnitud (Mw) máxima esperada (de relaciones de escala)	7.0	Se utilizó Wells & Coppersmith, junto a la consideración de su desviación estándar: [$M_w = 6.54 + 0.46 = 7.0$]
Fuente bibliográfica	Martínez-Díaz et al. 2016, Staller, et al. 2016	-

Respecto a la falla de Guaycume, todavía siguen en curso investigaciones referentes a su comportamiento sísmico-tectónico. Prácticamente, los investigadores de la Universidad Politécnica de Madrid (UPM), han propuesto que dicha falla, podría ser la posible fuente del terremoto (MW 6.4) destructivo ocurrido en 1917 en San Salvador (Alonso-Henar et al., 2018), el cual le siguió una erupción volcánica del Volcán de San Salvador. De igual

manera, de acuerdo a Martínez-Díaz et al. 2016, la expresión geomorfológica de la falla ha sido claramente identificada, sin embargo, actualmente hay muy pocos estudios de su comportamiento sísmico y cinemática.

Como se plantea en la investigación en marcha de Portela Fernández et al. 2021, existe una falta de información precisa sobre la cantidad de deformación que esta falla absorbe actualmente del movimiento hacia el oeste (en relación con el bloque Chortís) de la cuña del antearco; donde este último ayuda a que las fallas de la Zona de Fallas de El Salvador (ZFES) presenten actividad.

Ellos han actualizado los datos de cálculo de velocidades GPS (a partir de un período entre 2007 y 2020) para diferentes estaciones próximas a la falla, con el objetivo de comprender su ciclo de deformación y potencial sísmico.

Es evidente que de acuerdo al catálogo sísmico conformado por el MARN, no se asocia una actividad directa al movimiento de la falla de Guaycume, por lo que dichos investigadores plantean las hipótesis que van desde suponer que esta falla pudiese estar fuertemente bloqueada o atascada después del evento ocurrido en 1917, o bien, presente un comportamiento asísmico; el cual no estaría en consonancia con las tasas de deslizamiento calculadas, mostradas en la tabla 5.

Los investigadores Portela Fernández et al. 2021, han propuesto diferentes modelos, dentro de los cuales se busca que se ajusten lo mejor posible las observaciones medidas en las estaciones de GPS; y se logre estimar la profundidad de bloqueo o sismogénica.

El primer modelo y más sencillo al tratarse de una falla única, es asumir que solo ella acumula toda la deformación producida por la cuña de antearco, lo cual resulta muy arriesgado afirmar (dada la cantidad de fallas con dirección Este-Oeste que existen en la ZFES), justificándose aún más con el débil ajuste que existe con las observaciones de las estaciones.

El segundo modelo se basa en estimar una falla simple local que atravesase todo el “step over” extensional de San Salvador. Este modelo presenta un buen ajuste con las velocidades observadas, sin embargo al calcular la tasa de actividad propia, representaría el completo movimiento de la cuña antearco en lugar del movimiento de una falla real, lo cual lo convierte en un escenario imposible.

El último modelo, es el considerado un poco más realista. Este se basa en un modelo de dos elementos, es decir, que considera la contribución del movimiento de dos bloques en dirección Este-Oeste, que definen precisamente la geometría del graben de San Salvador; donde los límites de estos bloques se asocian a la falla de Guaycume (al norte) y fallas que bordean el frente norte de la Cordillera de Bálsamo (al sur).

Adicionalmente, se es congruente con la dinámica explicada en los apartados 5.3.1.3, específicamente sobre el dominio central-occidental de la ZFES, donde figura la estructura del Step-over Extensional de San Salvador (SSES); la cual delimita una cuenca de deformación transtensional, con una cinemática activa en sus bordes (asociado a las fallas mencionadas arriba, que se asumen en dirección del sentido del reloj) **induciendo una especie de rotación dentro de la estructura**. Lo anterior, se evidencia como establece Legrand, D. et al. 2017, en la existencia de fallas secundarias tipo librera que sus planos principales son cuasi perpendiculares al rumbo de la ESFZ.

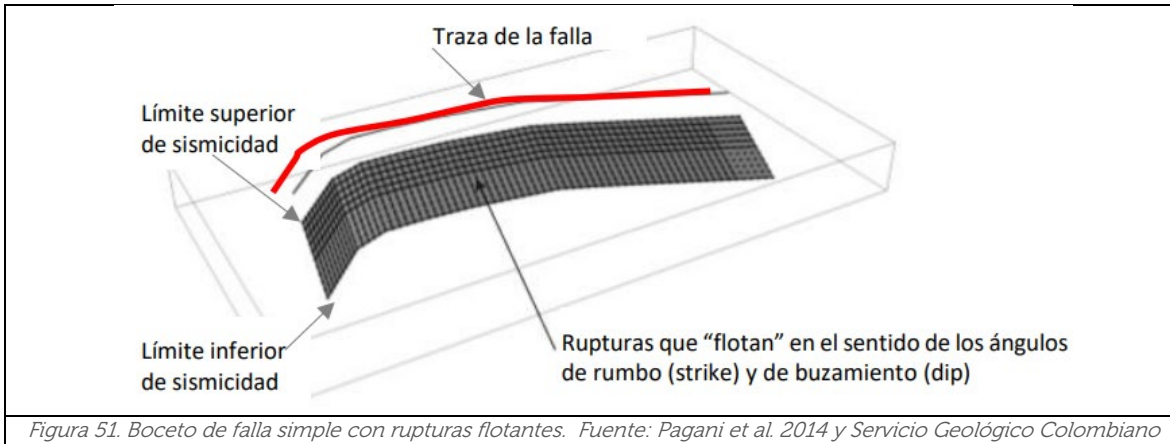
En definitiva, este modelo se ajusta muy bien con las estaciones ubicadas cerca del bloque norte (restringiéndolo satisfactoriamente), pero no existe una buena correspondencia con las estaciones en el bloque sur, debido más que todo a las escasas observaciones. Sin embargo, dadas estas hipótesis del comportamiento de dicha falla y estudios aún en marcha, no resulta prudente dejar de lado la contribución que pudiese tener esta falla geológica en la peligrosidad sísmica realizada en este trabajo. Por lo que, se procede a utilizar un valor de tasa de actividad consensuado (3 mm/año), mostrado en la tabla 5.

5.3.4.2. Modelación de fallas

Como se mencionaba en el apartado 5.2, en el modelaje de fallas geológicas existen tres opciones claves para realizar su modelación. Estas se asocian a fallas simples, complejas y características, cuya mayor diferencia radica en la forma que las localizaciones de sus rupturas son establecidas; ya sea que éstas se muevan o “floten” a lo largo de una superficie para considerar múltiples posibilidades de rompimiento (fallas simples y complejas), o bien fijar y obligar a que la superficie de la falla rompa completamente, sin importar una magnitud variable asociada, sino que específicamente a una magnitud característica que usualmente pueda tener recurrencia en dicha falla. (OpenQuake, 2021)

La caracterización de la actividad sísmica de las fallas geológicas consideradas (ver figura 50) fue determinada mediante un enfoque geo-tectónico, dado que se tiene información (limitada) de los parámetros focales y sus tasas de actividad. Ante limitaciones en el conocimiento de la geometría (especialmente en profundidad) se optó la modelación de un tipo de falla simple.

Este tipo de falla simple, se describe en el motor de OpenQuake, a partir de los siguientes parámetros (también mostrados en la tabla 4): traza de la falla en superficie; una distribución de frecuencia de magnitudes; una relación de escala de magnitudes; geometría de las rupturas en términos de los ángulos de rumbo (strike), buzamiento (dip), deslizamiento (rake) y límites superior e inferior de la profundidad de la capa sísmo activa. La figura 51 muestra el boceto de un tipo de falla simple con ruptura flotante, tal como es considerada en OpenQuake.



En este tipo de falla simple, se supone que los eventos sísmicos ocurren en el entorno de la misma, asumiendo que dicha sismicidad se distribuye uniformemente sobre su superficie. Por lo que para simular todas las posibles ubicaciones de ruptura, una ruptura sísmica se mueve o flota sobre toda la superficie de la falla, restringiéndose entre el límite superior e inferior de la profundidad sismogénica, con su correspondiente inclinación de acuerdo con el ángulo de buzamiento y azimut.

La actividad sísmica está representada por una distribución Gutenberg-Richter (G-R) doblemente truncada, asumiendo un intervalo de magnitud de 0.1, una magnitud mínima ($M_w 6.5$) (tal como se explicó en el apartado 5.3.3). La magnitud máxima para cada falla fue obtenida usando los parámetros geométricos que caracterizan la falla (o segmento de ella) y la función de escala propuesta por Leonard (2010).

Como se ha mencionado, la actividad sísmica se calcula usando la información geológica y cinemática contenida en la base de datos de fallas geológicas locales con potencial sísmico y no de manera directa del catálogo como en el caso de las fuentes de sismicidad distribuida. Para ello se utiliza la metodología propuesta por Anderson y Luco (1983), en la cual se supone que es posible encontrar un balance entre la productividad de la falla (número de terremotos promedio entre la magnitud mínima y máxima) y la tasa de liberación de momento sísmico total, representado por la tasa de deslizamiento anual.

Lo anterior, se deduce mediante la hipótesis que **la tasa de liberación de momento sísmico (M_0) total de la distribución de magnitud-frecuencia (obtenida de la distribución G-R) equivale a la tasa de acumulación de momento sísmico-geológico (M_0) derivada de la dimensión de la falla (Área) y la tasa de actividad o deslizamiento anual. Por lo tanto, para validar esta suposición de igualdad, se obliga a que el parámetro "a" de la relación G-R sea ajustado de manera iterativa. Este momento sísmico-geológico se asocia a la medida del tamaño de un terremoto basado en el área de ruptura de la falla, la cantidad promedio de deslizamiento y la fuerza que se requirió para superar la fricción que unió las rocas que fueron compensadas por la falla.**

Por otro lado, el valor del parámetro “b” de la relación (G-R) es fijado a priori como el valor obtenido en la macro-zona (fuente tipo área utilizada para la sismicidad distribuida) a la que pertenece la falla.

5.4. Fuente de Subducción

En relación a esta fuente que representa el proceso de subducción que ocurre frente a las costas salvadoreñas; en el proyecto CCARA, 2017 se presentó una forma innovadora de poder modelar y analizar cada sección de la losa de subducción.

Primeramente, se definió la geometría de la parte superior de la losa que se subduce, es decir, la superficie que posee la Placa de Cocos. Lo anterior, se llevó a cabo mediante el análisis de una serie de secciones transversales a lo largo y sobre la batimetría de la trinchera mesoamericana (desde el sur de México hasta Panamá) y la consecuente digitalización en cada sección de una curva que ayudaría a describir el contacto entre la losa y la placa superior.

De igual manera, y como parte fundamental (alineada a la conformación de un catálogo sísmico completo con información de parámetros focales) se utilizó los hipocentros calculados de los eventos mediante la inversión del centroide del tensor de momento sísmico; el cual presenta una mejor idea de la profundidad donde ocurrió la ruptura. Finalmente, se recreó un modelo 2.5D en el cual se buscó representar en una superficie (2D) el volumen de la placa (3D). Una vez obtenida esa superficie de la losa, se procedió a separar la losa en dos partes importantes respecto a fuente sísmica generadora, estas fueron: a) la subducción interfase y b) la subducción intraplaca.

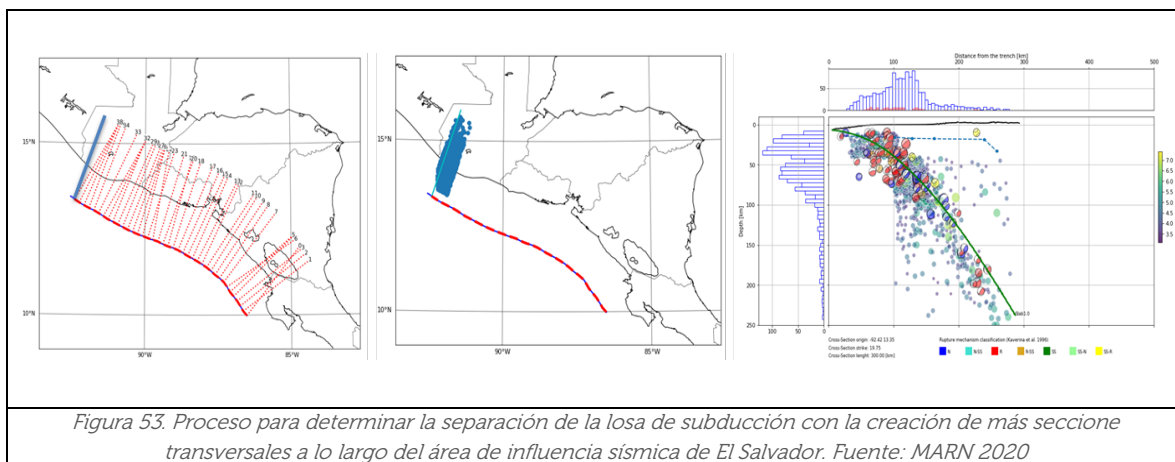
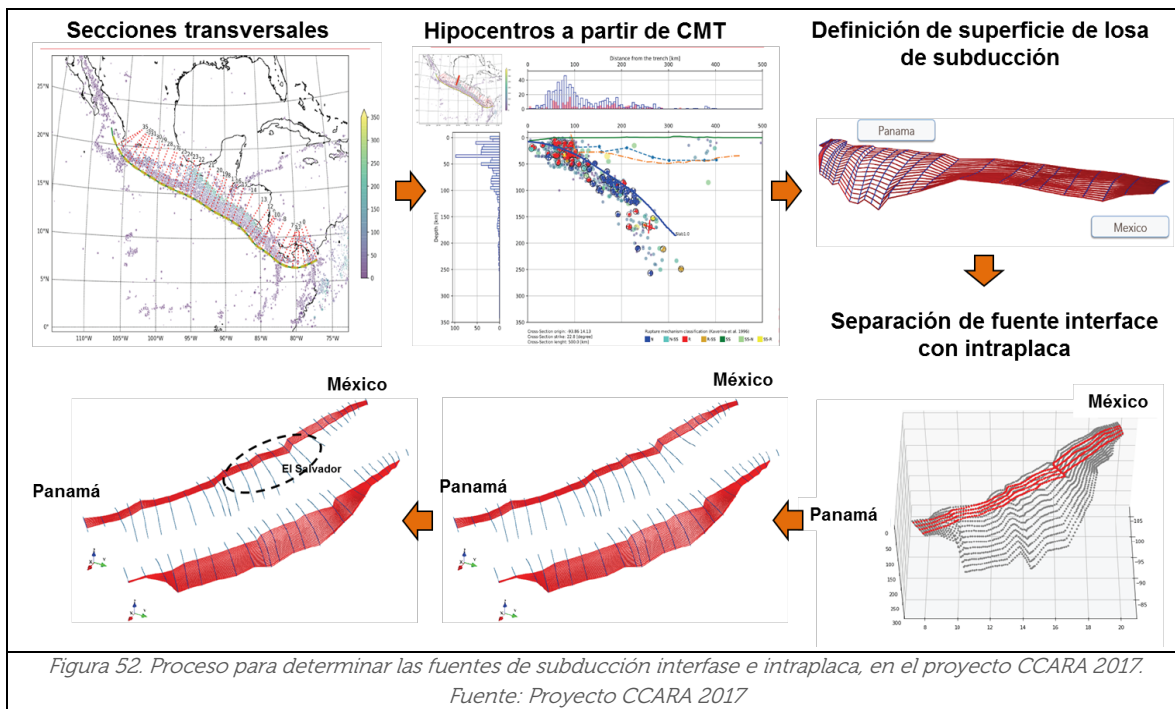
Dentro de este proyecto CCARA 2017, como se ha mencionado antes, se realizó el trabajo desde parte sur de México hasta Panamá, por lo que para esta actualización se procedió a realizar un corte de la fuente de subducción correspondiente a la sección que se encuentre dentro del área de influencia sísmica de El Salvador. Por lo que prácticamente se siguió el mismo procedimiento realizado en dicho proyecto.

Asimismo, se realizaron muchas más secciones transversales a lo largo de esta zona; para lograr capturar la variación en la geometría de la subducción junto a los mecanismos de ruptura de los sismos colindantes a las secciones. Cabe mencionar, que el número de secciones determinadas a lo largo de esta sección, se definió a partir de la densidad de la información empleada en el análisis y su resolución en profundidad a lo largo de cada una de las secciones. A su vez, se tuvo en cuenta que dicha información no fuera redundante y que permitiera la inferencia de la geometría de la placa.

Este trabajo fue realizado mediante la herramienta (*Model Building Toolkit*) de GEM, la cual fue condicionada para la zona geográfica cortada correspondiente al área de influencia sísmica de el Salvador. Posteriormente, una vez caracterizado, desde un punto

de vista sismo-tectónico, la superficie más aproximada de la Placa de Cocos, se procedió a separar las fuentes de subducción interfase e intraplaca, con la ayuda de los mecanismos focales y los hipocentros calculados de los eventos mediante la inversión del centroide del tensor de momento sísmico. Esto se hizo para discriminar las diferentes rupturas con características específicas de cada fuente sísmica, y poder así, poder aplicar los modelos de atenuación específicos.

Lo anterior conllevaría a una nueva determinación de parámetros de recurrencia y magnitudes máximas para cada una de las fuentes, independientemente del tipo de modelación de fuente. En la figura 52 se muestra un resumen del proceso realizado. De igual manera, en la figura 53 se muestra un esquema de una sección transversal de un total de 38 trazados.

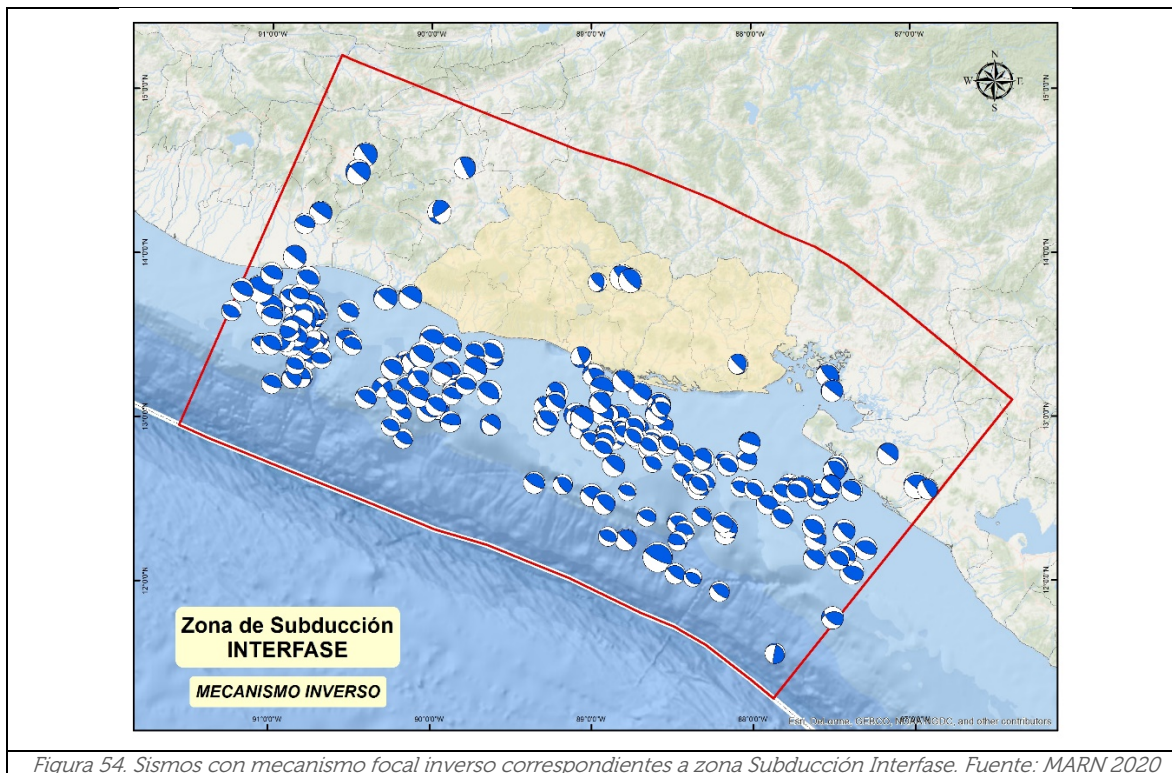


5.4.1. Mecanismos focales

Cabe destacar, que en el marco similar de refinación y regionalización del catálogo sísmico (para esta zona de influencia de subducción), inicialmente se fueron excluyendo los eventos remanentes de carácter cortical que se ubican dentro del territorio a profundidades someras sobre la cadena volcánica (aquellos entre 15 y 30 km de profundidad), y de los cuales se conoce el mecanismo focal (que varía entre normal, inverso y principalmente de desgarre).

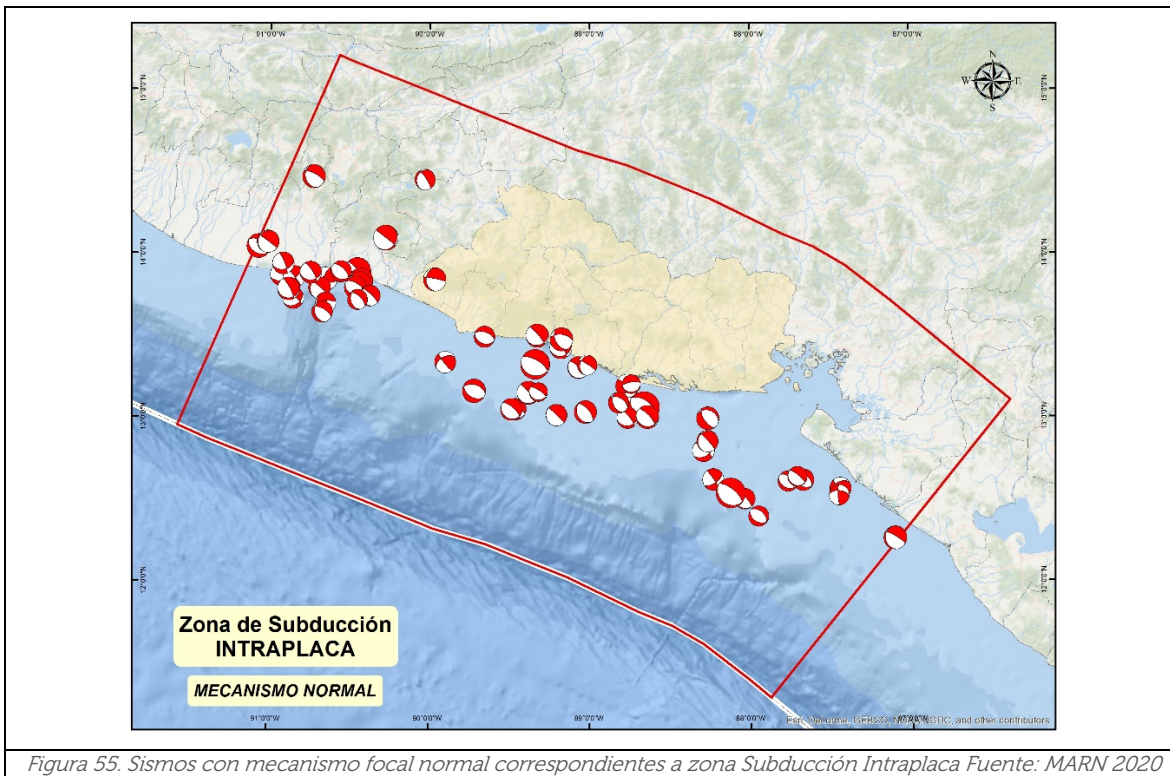
Seguidamente se excluyeron los eventos exteriores emergentes (Outer-Rise), que ocurren cercanos a la zona de convergencia, con mecanismos de falla normal y profundidades someras y finalmente aquellos sismos corticales ocurridos en las fuentes sísmicas de las fallas y Grábenes de Guatemala y Honduras; los cuales no se encontraban dentro de la regionalización que se realizó anteriormente para estas fuentes superficiales.

Luego, se fueron pasando filtros que involucraban los ángulos de caída sobre los ejes T y P, para así poder excluir a los sismos que podrían producirse debido a un proceso extensional de la Placa del Caribe. Finalmente, se fue conformando un catálogo propio para sismos de subducción, encontrándose que una pequeña proporción de estos eventos, contenía información de sus mecanismos focales; sin embargo, fueron de gran ayuda para regionalizar y separar entre las fuentes de subducción interfase e intraplaca; asociando los mecanismos de tipo inverso a la fuente de interfase y de tipo normal a la fuente intraplaca.



Del mismo modo, para poder agrupar los eventos restantes, se siguió la consideración del límite de menor profundidad sismogénica propuesta por Alvarado et al. 2017, junto con su delimitación geográfica (presentada más adelante en las figuras 52 y 55, para la subducción interfase e intraplaca, respectivamente); la cual estipula que sismos con profundidades entre los 10 y 40 km se clasificarían como de Subducción Interfase.

Por otro lado, aquellos sismos con profundidades mayores a los 40 km, se clasificarán como de Subducción Intraplaca. En las figuras 54 y 55, se muestran los mecanismos focales encontrados para cada una de las fuentes de subducción.

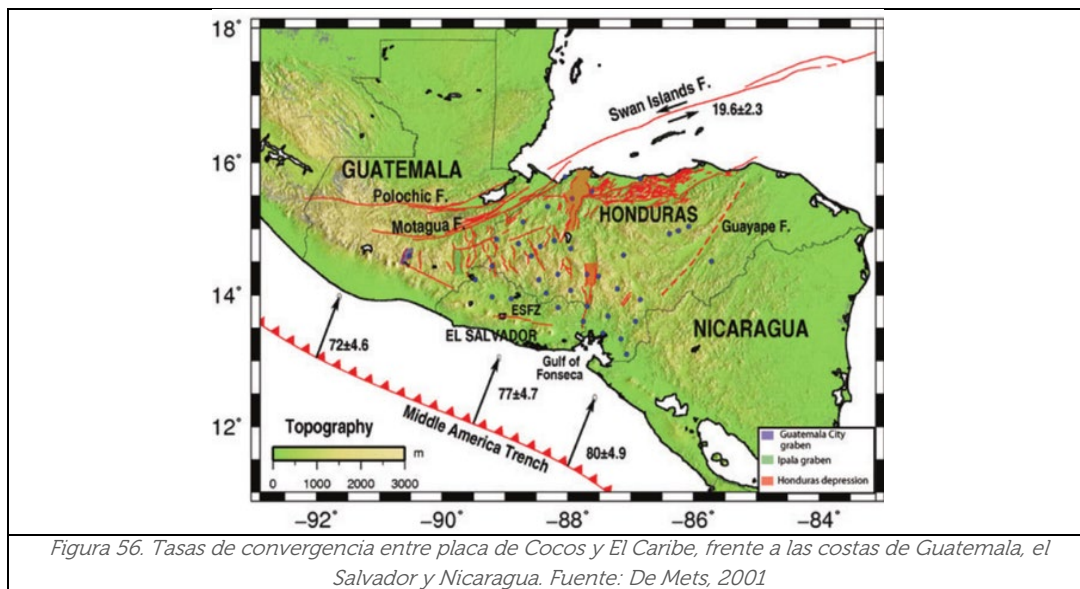


5.4.2. Fuente de Subducción Interfase

Entre los aspectos generales que se pueden describir de esta zona, son las siguientes.

- Referida a la fuente intermedia: Subducción Interfase [*Subduction Interface*].
- Los sismos en esta zona exhiben una profundidad focal (“superficial” en la subducción) que oscila entre las profundidades de 10 y 40 km, presentando a estas profundidades un mecanismo focal inverso predominante.
- Esta fuente se define entre el límite de la trinchera (Cocos-Caribe) al sur y la costa de Centroamérica al norte. Con una separación aproximada de 150 km.

- La tasa de convergencia entre estas dos placas ha sido calculada por DeMets et al. 2001 de la Universidad de Wisconsin-Madison de Estados Unidos. La metodología para este cálculo fue a través de la instalación de una red de puntos GPS en Guatemala, El Salvador y Nicaragua, y utilizando un método de inversión de velocidades.
- Los valores de tasas a lo largo de la zona de Subducción, tanto en la sección de Guatemala, el Salvador y Nicaragua son: 7.2 ± 4.6 mm/año, 7.7 ± 4.7 mm/año y 8.0 ± 4.9 mm/año; respectivamente. En la figura 56 se pueden apreciar estos valores de velocidades de subducción.



- Esta zona, al igual que otros ambientes tectónicos convergentes (Japón, Alaska, Chile, etc.), poseen la capacidad de presentar sismos muy grandes (arriba de Mw 8.0) y a su vez de carácter tsunamigénico.
- Un aspecto relevante, es que el acople entre las placas de Cocos y El Caribe frente a El Salvador es considerado de carácter débil, haciendo que ocurran eventos sísmicos que desarrollen velocidades bajas en sus áreas de ruptura, presentando una liberación lento de momento sísmico y niveles de aceleración muy bajos dentro del territorio. Sin embargo, los desplazamientos cosísmicos obedecen a un levantamiento del lecho oceánico produciendo así tsunamis silenciosos.
- Se han registrado un total de 49 tsunamis en las costas de Centroamérica entre los años 1539 y 1996, 37 de ellos registrados en la costa pacífica y 12 en el Caribe (Molina, E., [1997]). El Salvador ha sido azotado por 11 tsunamis entra 1859 y 1997 (ver Tabla 6), nueve de ellos registrados en el siglo XX, todos ellos generados por terremotos y ninguno asociado a deslizamientos.

Tabla 6. Listado de sismos fuertes y tsunamis que han azotado a Centroamérica

Segment	Country	Total of Large Earthquakes	Total of Tsunamis	%
A	Mexico-Guatemala	5	1	20
B	Guatemala	1	0	0
C	El Salvador-Honduras	6	3	50
D	Nicaragua	4	2	50
E	Costa Rica	3	0	0
F	Costa Rica	5	3	60
G	Costa Rica	0	0	---
H	Costa Rica	2	2	100
I	Costa Rica-Panama	3	2	67
J	Panama	2	1	50
Total		31	11	

- En esta fuente sísmica se establece que los vectores de deslizamientos (slip) son inversos con ángulos de desplazamientos (*rake*) entre 45° y 135° dentro de $\pm 20^\circ$ del acimut de la trinchera. (Oblicuidad de trinchera-produce movimiento de antearco). Sin embargo, como se verá más adelante, por practicidad en el modelaje de la fuente sísmica se selección un ángulo puro de 90° .

5.4.3. Modelación de fuente de Subducción Interfase

El tipo de modelo que se utiliza para este tipo de fuente es el de una **falla compleja con una geometría 3D**. Este tipo difiere al de una falla geológica (tipo simple) solo por la forma en que se define la geometría de la superficie de falla y luego se crea la misma. En este tipo de falla compleja, la sismicidad también se distribuye uniformemente sobre su superficie; y para simular todas las posibles ubicaciones de ruptura, una ruptura sísmica se mueve o flota sobre toda la superficie de la falla.

Básicamente, se modela una superficie cuadrilátera arbitrariamente compleja, que por lo tanto, **puede acomodar cambios en el ángulo de buzamiento a lo largo de la profundidad o acimut o cambios en el ancho de la falla**. En la figura 57 se observa un boceto de la forma de este tipo de falla compleja.

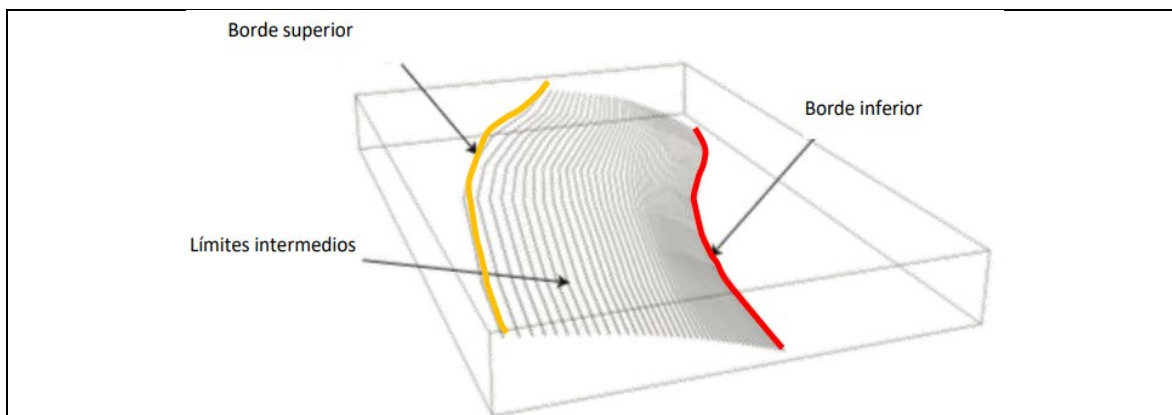
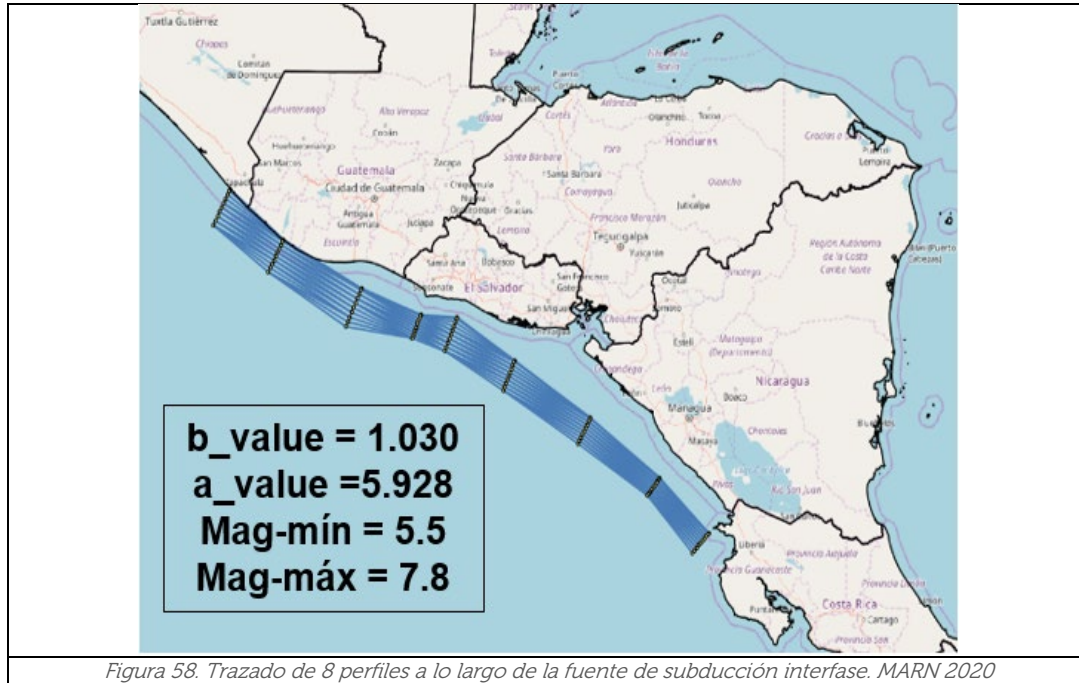


Figura 57. Boceto de falla compleja con rupturas flotantes. Fuente: Pagani et al 2014 y Servicio Geológico Colombiano

Esta falla compleja se basa en la creación de perfiles paralelos a la costa, los cuales poseen determinada profundidad que va desde los 10 km hasta los 40 km. En este trabajo se trazaron 8 perfiles, los cuales se visualizan en la figura 58.



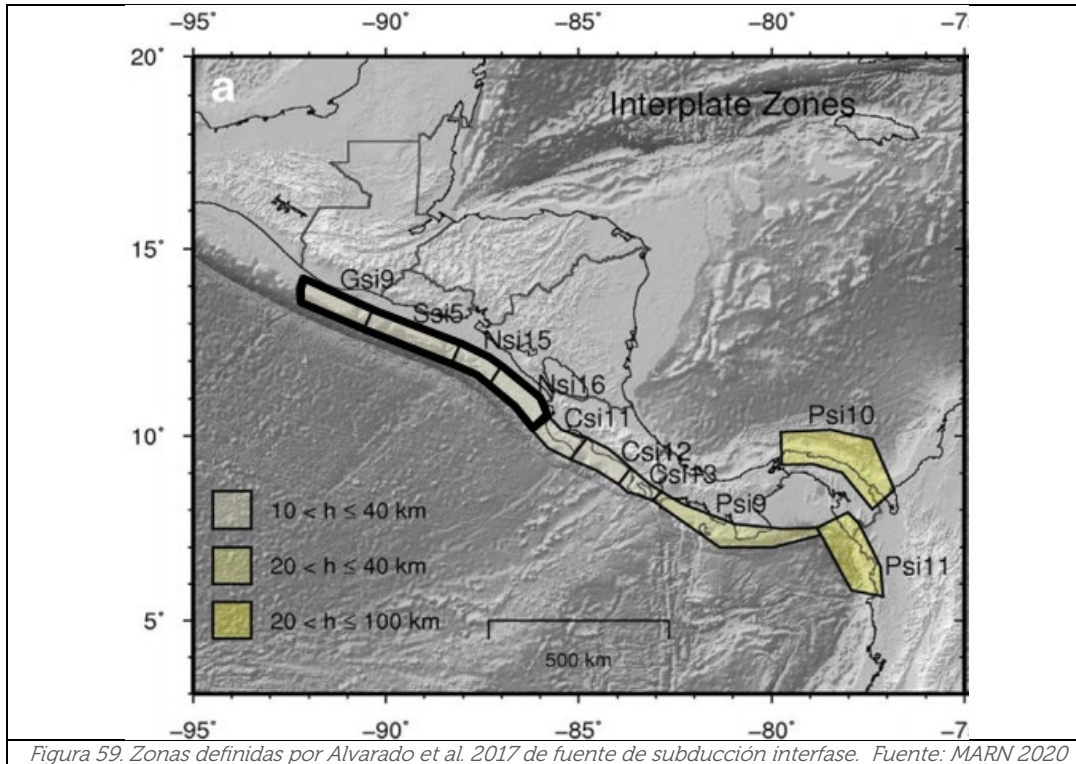
Estos límites de profundidad superior e inferior han sido extraídos del trabajo de Alvarado et al. 2017, correspondientes a la subducción interfase. De igual manera, han sido validados a partir de la información contenida en las secciones transversales definidas anteriormente para la superficie de la placa que se subduce; apoyándose de los mecanismos focales, orientación y tipología predominante de las rupturas.

Observando la figura 57, se puede establecer que la falla compleja tendrá un borde superior (menor profundidad: 10 km), diferentes bordes intermedios y un borde inferior (mayor profundidad: 40km). Otro aspecto importante a destacar para el modelaje de este tipo de fuente, es que se establece un aspecto del área de ruptura (relación entre el ancho y largo de la falla): con un valor de 4.0, el cual es común en este tipo de fuente.

Además, en este tipo de fuentes el ángulo de buzamiento no es requerido, sino que el trazado de la falla es sustituido por dos bordes de falla que limitan la parte superior e inferior de la superficie de la misma. Lo que si es necesario, colocar el ángulo de barrido o mejor conocido como "rake", el cual se le atribuye al obtenido a partir de un mecanismo tipo inverso puro ($rake = 90^\circ$). Adicionalmente, solo se va colocando el trazado semejante a un perfil con elevación.

Dado que se realizó un corte a la subducción que venía desde México hasta Panamá, se utilizó, como se dijo anteriormente, la zona de influencia sísmica y para tener un mayor

detalle, las zonas definidas en el trabajo de Alvarado et al. 2017, correspondientes a la subducción interfase. En la figura 59 se muestra esta selección, las cuales fueron en total 4 zonas: Guatemala (Gsi9), El Salvador (Ssi5) y Nicaragua (Nsi15-16). Dentro de estas 4 zonas, se definieron 8 perfiles de elevación o bordes intermedios que delimitaron finalmente la superficie de falla.



Para calcular de nuevo la distribución de la frecuencia de magnitudes (MFD) bajo el enfoque de las relaciones (G-R), se ha construido un modelo sencillo de sismicidad tipo área (o macro-zona) con los sismos extraídos del catálogo sísmico conformado para esta fuente de Subducción Interfase; considerando en esta ocasión, la depuración de réplicas y premonitores, así como de utilizar un filtraje mínimo de magnitud de Mw 5.5; los cuales se estima pudiesen causar más daño respecto a la amenaza sísmica.

Las zonas evaluadas corresponderían a la Gsi9, Ssi5 y Nsi15-16. Posteriormente, se trasladaría únicamente los resultados de recurrencia a los parámetros de entrada necesarios para la conformación del archivo de la falla compleja. Los resultados de estos parámetros se observan en la pasada figura 58.

Dado que durante el proceso de cálculo de la amenaza sísmica, se necesitan calcular áreas de ruptura estimadas a partir de las magnitudes de los eventos establecidas en el catálogo sísmico; se hará uso de las expresiones de escala "Área-Magnitud" propuestas por Strasser et al. 2010, específicas para la fuente de subducción Interfase; utilizando el valor de Aspecto de 4.0, mencionado anteriormente.

5.4.4. Fuente de Subducción Intraplaca

Entre los aspectos generales que se pueden describir de esta zona, son las siguientes.

- Referida a la fuente profunda: Subducción Intraplaca [*Subduction Intraslab*].
- Esta fuente se define entre el límite de la fuente sísmica de subducción interfase al sur y se extiende sobre la costa y parte del territorio Centroamericano, hasta que (en profundidad) alcanza la parte más baja de la placa de Cocos.
- La placa de Cocos alcanza profundidades de 300 km por debajo del Istmo Centroamericano; de acuerdo a modelos como el (SLAB 1.0, USGS).
- En esta fuente se clasifican los sismos con profundidades mayores a los 40 km; presentando predominantemente a esas profundidades mecanismos focales de tipo Normal. sin embargo, el origen de este tipo de movimiento varía con la profundidad. Por lo que se divide en dos zonas de acuerdo a la génesis fallamiento tipo normal (Salazar et al. 2013):
 - Para eventos entre 41 y 120 km, se considera que el mecanismo normal se origina como resultado de la flexión inicial de la Placa de Cocos al subducirse debajo de la Placa del Caribe.
 - Para eventos mayores a 120 km, se considera que el mecanismo normal obedece al doblamiento de la placa de Cocos (Roll-Back), al punto de quebrarse por su propio peso.
- En esta fuente sísmica se establece que los vectores de deslizamientos (slip) son normales con ángulos de desplazamientos (rake) entre -45° y -135° dentro de $\pm 20^\circ$ del acimut de la trinchera. (Oblicuidad de trinchera-produce movimiento de antearco). Sin embargo, como se verá más adelante, por practicidad en el modelaje de la fuente sísmica se selección un ángulo puro de -90° .

5.4.4.1. Modelación de fuente de Subducción Interfase

El tipo de modelo que se utiliza para este tipo de fuente de subducción intraplaca es el de una **falla no paramétrica** distribuida en un mallado tridimensional de la losa de subducción correspondiente a la fuente Intraplaca.

Este tipo de modelo requiere que se indiquen las propiedades de ruptura (superficie de ruptura, magnitud, rake e hipocentro) y las probabilidades correspondientes de la misma. De acuerdo a los expertos de GEM, esta manera de representar una falla es con el objetivo de tener un mayor control en la generación de las rupturas.

Básicamente, este tipo de fuente representa una colección de rupturas. Esta colección se define a partir de un algoritmo el cual modela la ruptura como una malla de puntos que representan una aproximación de la placa que subduce más allá del límite último de profundidad de la zona de interplaca, la cual obedece a una profundidad de 40 km.

Por lo tanto, la sección correspondiente a la fuente de subducción intraplaca separada de la de interfase (ver figura 52) es cuadriculada en forma de mallado (ver figura 60), y en cada celda se **asigna una probabilidad de ocurrencia de sí o no se da la ruptura en determinado tiempo de exposición**, basado en un período de retorno. Específicamente, para este caso, en cada celda se asigna una probabilidad para un tiempo de exposición de 1 año.

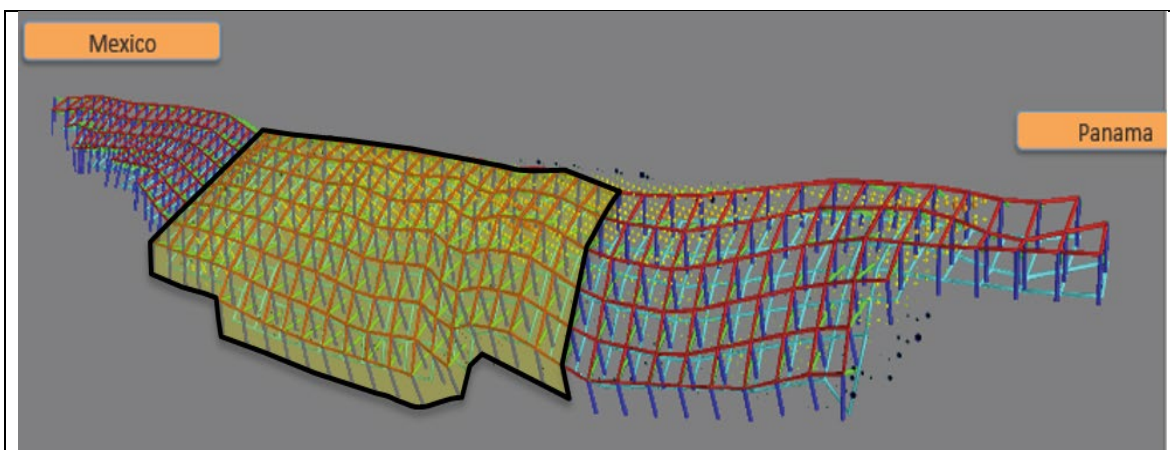
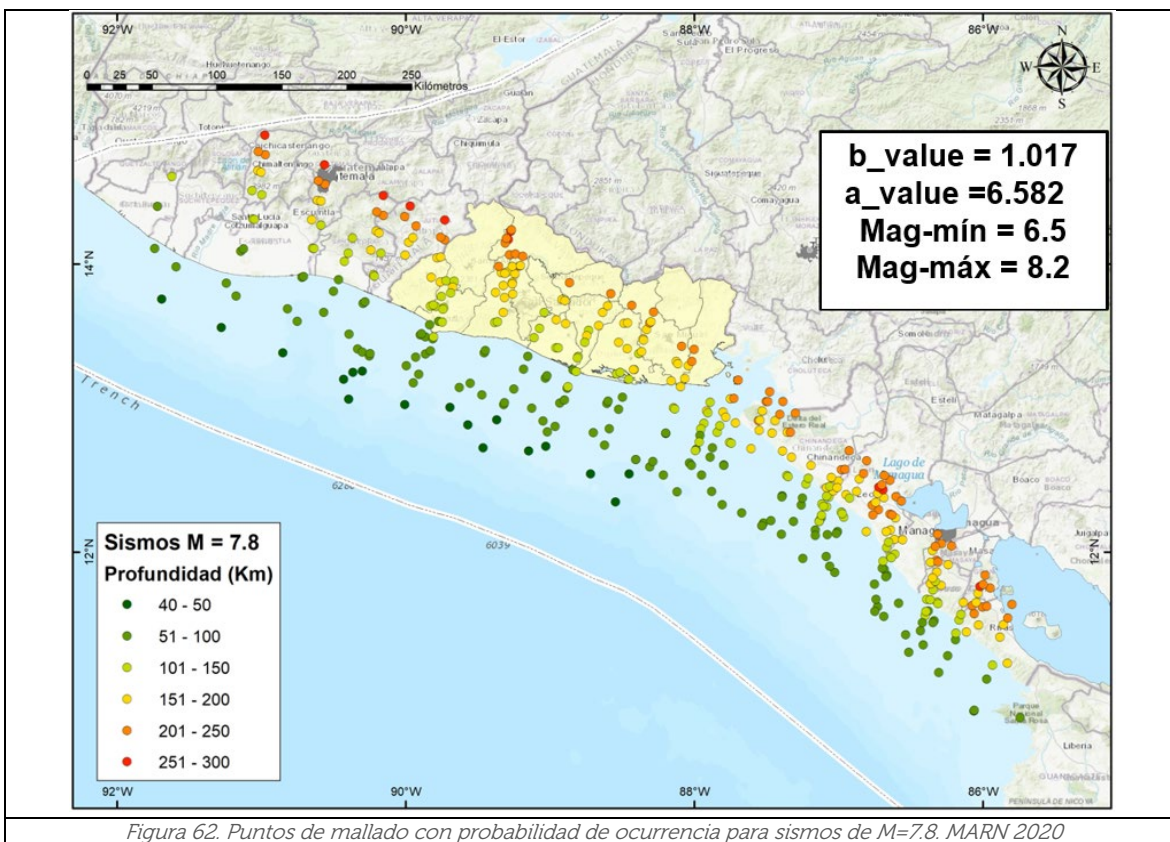
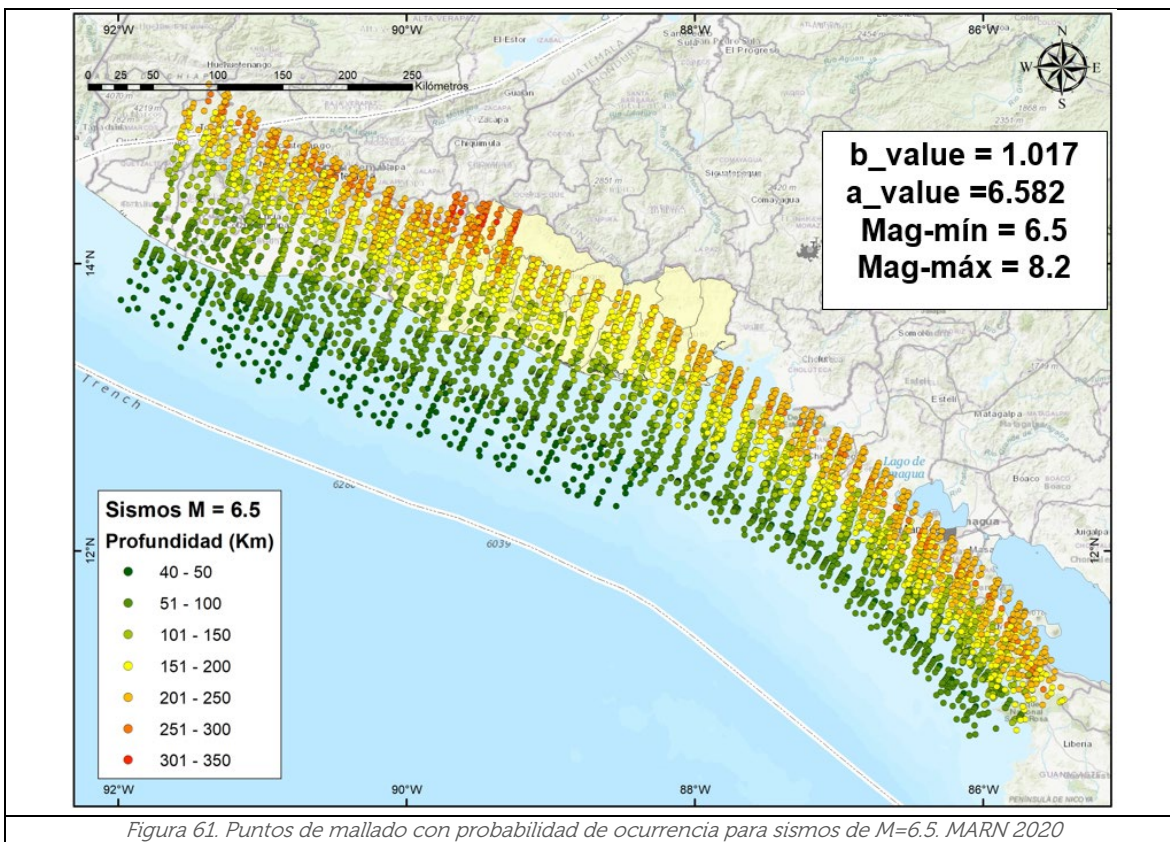
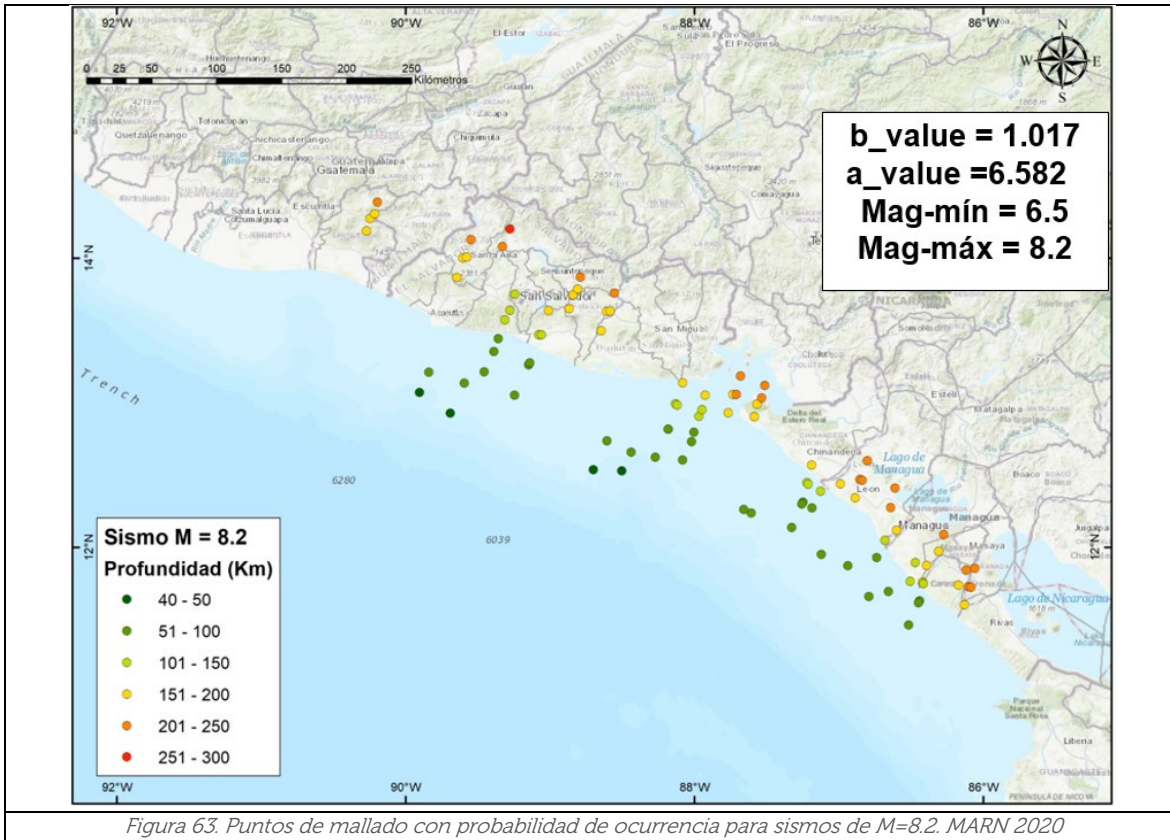


Figura 60. Modelo 3D de mallado de losa de subducción intraplaca desde México hasta Panamá. Corte en amarillo para considerar la influencia frente a Guatemala, El Salvador y Nicaragua. Fuente: MARN 2020

Dado que la sismicidad en esta fuente varía en sus magnitudes es menester realizar el cálculo de las probabilidades para los diferentes valores de magnitud. Es por ello, que se va variando la magnitud a un paso de 0.1; es decir, se tienen 17 cálculos que van desde una magnitud momento (M_w) 6.55 hasta (M_w) de 8.15. Lógicamente a medida se incrementa la magnitud, habrá menor probabilidad de ocurrencia para que ocurra un sismo, por lo que habrán menos puntos de análisis dentro del mallado de la fuente de subducción intraplaca. Esta representación se puede observar en las figuras 61, 62 y 63, donde se presenta el mallado de puntos para las magnitudes de M_w 6.5, M_w 7.8 y M_w 8.2, respectivamente.

Se ha seleccionado esa magnitud mínima, ya que se estima que a partir de la magnitud 6.5, se pudiesen tener daños importantes relacionados a niveles de aceleración grandes en el territorio. Asimismo, el valor de magnitud máxima se limitó a un sismo de magnitud 8.2, tomando en cuenta el sismo de 1862 dentro del catálogo sísmico con una magnitud (no instrumental) estimada de 8.1; la cual desde un punto de vista conservador, pudiese incrementar los niveles de amenaza considerablemente para esta fuente de subducción Intraplaca.



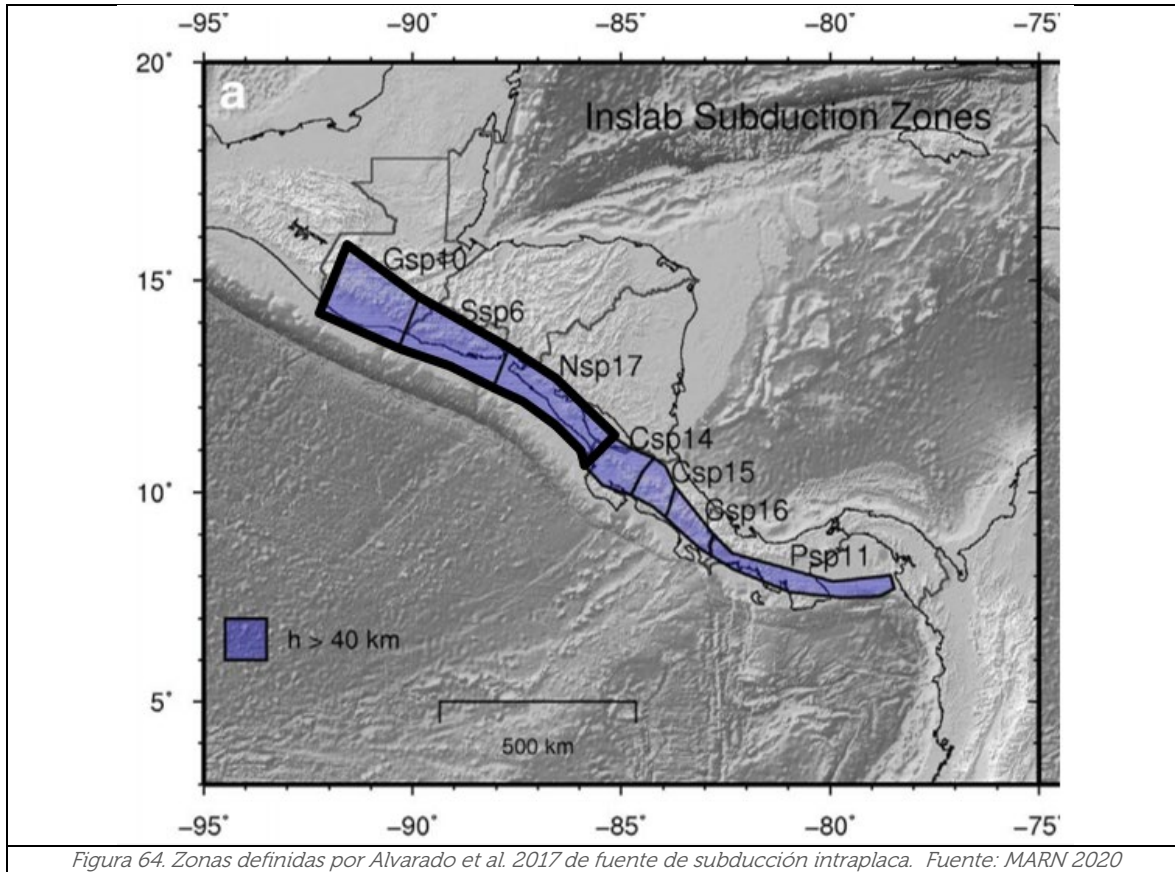


Para calcular de nuevo la distribución de magnitud-frecuencia (MFD,) bajo el enfoque de las relaciones(G-R), se ha construido un modelo sencillo de sismicidad tipo área (o macro-zona) con los sismos extraídos del catálogo sísmico conformado para esta fuente de Subducción Intraplaca; considerando en esta ocasión la depuración de réplicas y premonitores, así como de utilizar un filtraje mínimo de magnitud de 6.5 y máxima de 8.2; los cuales se estima pudiesen causar más daño respecto a la amenaza sísmica.

Dado que se realizó un corte a la subducción que venía desde México hasta Panamá (ver figura 52), se utilizó, como se dijo anteriormente, la zona de influencia sísmica y para tener un mayor detalle, las zonas definidas en el trabajo de Alvarado et al. 2017, correspondientes a la subducción intraplaca. En la figura 64 se muestra la selección, las cuales fueron en total 3 zonas: Guatemala (Gsp10), El Salvador (Ssp6) y Nicaragua (Nsp17).

Posteriormente, se trasladaría únicamente los resultados de recurrencia a los parámetros de entrada necesarios para la conformación del archivo de la falla no paramétrica. Los resultados de estos parámetros se observan en cada una de las figuras 61, 62 y 63.

Dado que durante el proceso de cálculo de la amenaza sísmica, se necesitan calcular áreas de ruptura estimadas a partir de las magnitudes de los eventos establecidas en el catálogo sísmico; se hará uso de las expresiones de escala "Área-Magnitud" propuestas por Strasser et al. 2010, específicas para la fuente de subducción Intraplaca.



6. Resultados de sismicidad suavizada y tasas de recurrencia para fuentes sísmicas

En esta sección se muestran los resultados de las distribuciones de la sismicidad suavizada y las correspondientes tasas de recurrencia o la distribución de magnitud-frecuencia obtenidos para cada una de las fuentes sísmicas establecidas para el cálculo de la amenaza sísmica.

Se inicia explicando el concepto de aplicación de la sismicidad suavizada, seguido de la explicación sobre la integración de los dos tipos de fuentes corticales consideradas: las fallas geológicas locales y la propia sismicidad suavizada circundante. Finalmente, se presentan los resultados para las fuentes de subducción de interfase e intraplaca.

6.1. Resultados en fuentes corticales

A manera de representación, en la figura 65 se detalla el proceso de cómo se integran los dos tipos de fuentes corticales, y se evita duplicidad en el cálculo de la amenaza; sobre la zona de la cadena volcánica de El Salvador. Primeramente, se determinan los parámetros de recurrencia Gutenberg-Richter doblemente truncado usando el catálogo sísmico depurado por réplicas y premonitores y con su respectivo control de calidad, para cada una de las 24 zonas corticales definidas anteriormente.

Luego se determina las tasas de ocurrencia de la sismicidad suavizada, colocando el valor de suavizado bajo el concepto de filtraje de Suavizado Gaussiano, el cual se realiza mediante la convolución de cada punto de la grilla con un kernel de Gauss en dos dimensiones (2D) y luego se suma la contribución de todos los puntos. Es en este paso donde se colocan ciertos parámetros propios de la función. En este caso se utilizaron los siguientes parámetros de kernel gaussiano múltiple:

model.smoothing_param = [['gaussian', 70, 30, 0.9], ['gaussian', 25, 5, 0.1]]

De acuerdo a los expertos de GEM, en cálculos anteriores se ha observado cierta fragmentación ("ojos de buey") en el patrón de sismicidad obtenido usando un kernel gaussiano único, por lo que se decide realizar el suavizado usando un kernel múltiple para dar cuenta de esta ambigüedad epistémica.

El objetivo es obtener un patrón de sismicidad realista. En algunos casos, es posible que los mismos valores no se generalicen a otras regiones (zonas), por ejemplo, zonas con actividades más bajas y / o catálogos incompletos. La explicación de los parámetros sería un peso de suavizado de 90% con un radio de 70 km y una desviación estándar del 2D kernel gaussiano de 30; junto a un peso del 10% con un radio de 5% y desviación de 5.

Seguidamente, se mapean las fallas que caen dentro del polígono de la fuente de sismicidad suavizada y se determina la fracción de las mismas (un valor de 1.0 si se encuentra totalmente dentro del polígono y su valor decimal si se encuentra parcialmente dentro). Luego se procede a hacer propiamente la integración de las dos fuentes bajo un enfoque de magnitud de truncamiento, la cual va alineada con el potencial sísmico de las fallas seleccionadas previamente.

Por lo que para eventos sísmicos que pudiesen alcanzar una magnitud momento (M_w) menor a 6.5, se utilizará automáticamente la influencia de la sismicidad suavizada, por el contrario, si la magnitud es igual o mayor a 6.5, la contribución de las fallas geológicas se superpondrá a la de la sismicidad suavizada y de manera automática se sustraerán los eventos sísmicos del catálogo que se encuentren en las proximidades de las fallas. Es en este punto, donde se define que tanta proximidad se evaluará para considerar la influencia de las fuentes.

Dado que las fallas geológicas (si bien puede conocerse con precisión sus parámetros focales) pueden presentar áreas de ruptura con buzamientos distintos haciendo que las áreas que se desplacen abarquen determinada zona alrededor de la línea de falla. Por lo anterior, se crean buffers alrededor de las mismas.

En este caso, se decidió en utilizar 5 km a cada lado de la línea de la falla formando una arista de 10 km y estableciendo un área de buffer de 100 km².

En la figura 65 se muestra cómo funciona este proceso. En conclusión, se crearon buffers automáticos cubriendo la proyección superficial de las fallas locales, por lo que eventos con $M_w \geq 6.5$ con epicentro dentro de estos buffers (al momento de crear los *gridded seismicity* o sismicidad suavizada) fueron removidos automáticamente, como por ejemplo el evento sísmico del 13 de febrero de 2001.

Lo anterior, es conocido como truncamiento de la tasa de actividad. Y, por lo tanto, fuera de los buffers la sismicidad de las zonas de sismicidad suavizada se mantiene como lo predice la Distribución Magnitud-Frecuencia.

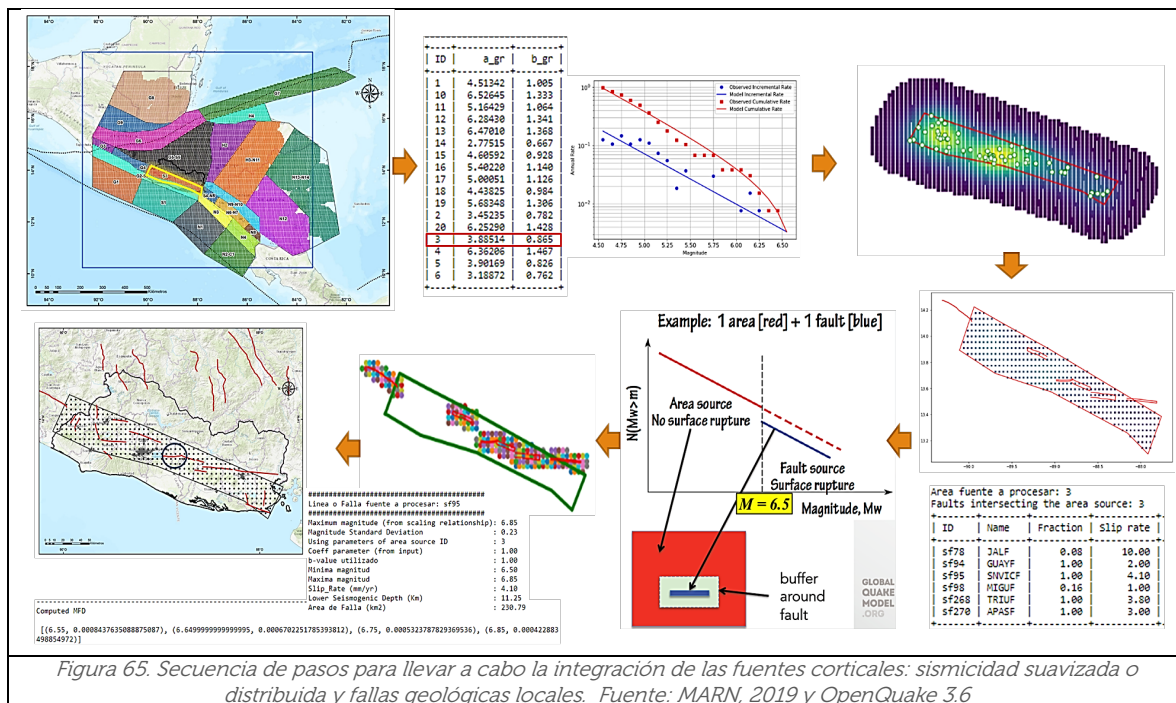


Figura 65. Secuencia de pasos para llevar a cabo la integración de las fuentes corticales: sismicidad suavizada o distribuida y fallas geológicas locales. Fuente: MARN, 2019 y OpenQuake 3.6

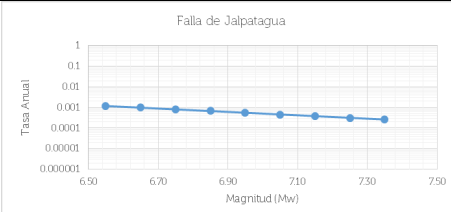
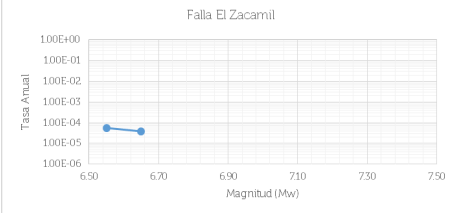
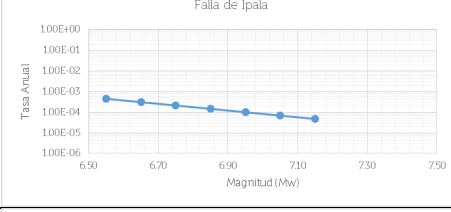
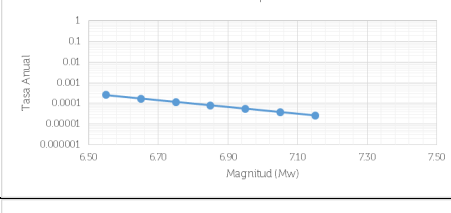
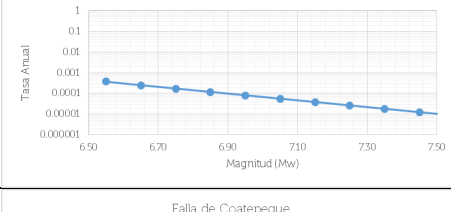
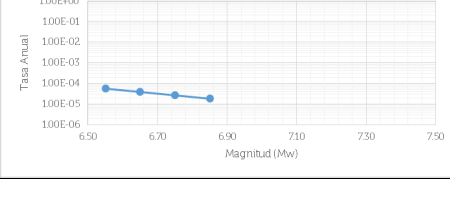
Finalmente, se procede a determinar la distribución de frecuencia de magnitudes para cada una de las fallas geológicas analizadas, a partir de una magnitud de $M_w 6.5$.

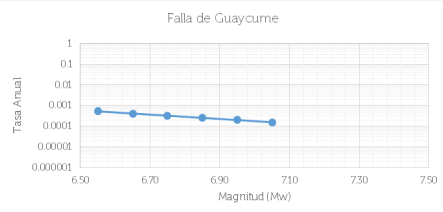
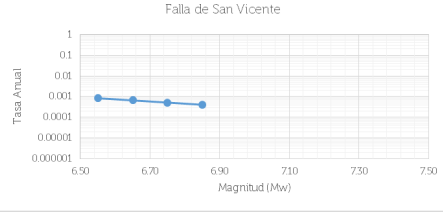
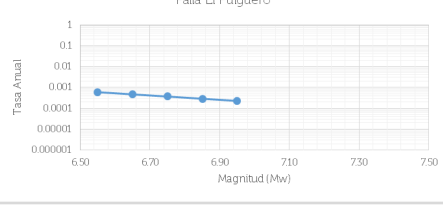
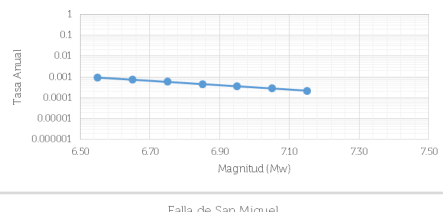
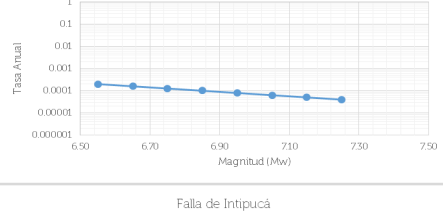
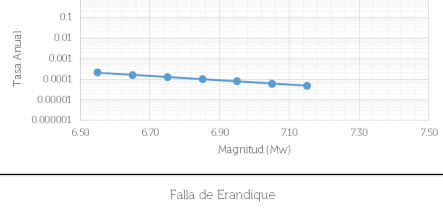
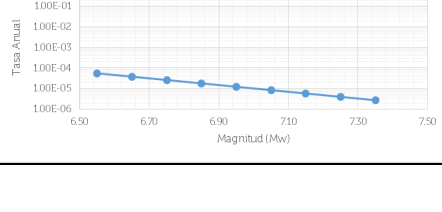
En esta ocasión se utilizará el parámetro de recurrencia (valor de b) propio de la fuente sísmica correspondiente a la sismicidad suavizada; es decir, el valor de b obtenido en la fuente S3 se les asignará a todas las fallas geológicas corticales dentro de dicha área.

Lo anterior, para mantener la congruencia entre la sismicidad suavizada y la sismicidad que se puede derivar de la cinemática de las fallas. En la siguiente tabla 7, se puede visualizar las relaciones distribución magnitud-frecuencia (MFD) obtenidas para cada una de las 14 fallas geológicas consideradas en el análisis de peligrosidad de fuentes corticales. De igual manera, se presentan sus atributos con los cuales fue determinada dicha distribución. Es acá donde se asume un valor de b -value constante de 1.0; ya que si bien se conoce el valor de b -value de la sismicidad suavizada, este es calculado para

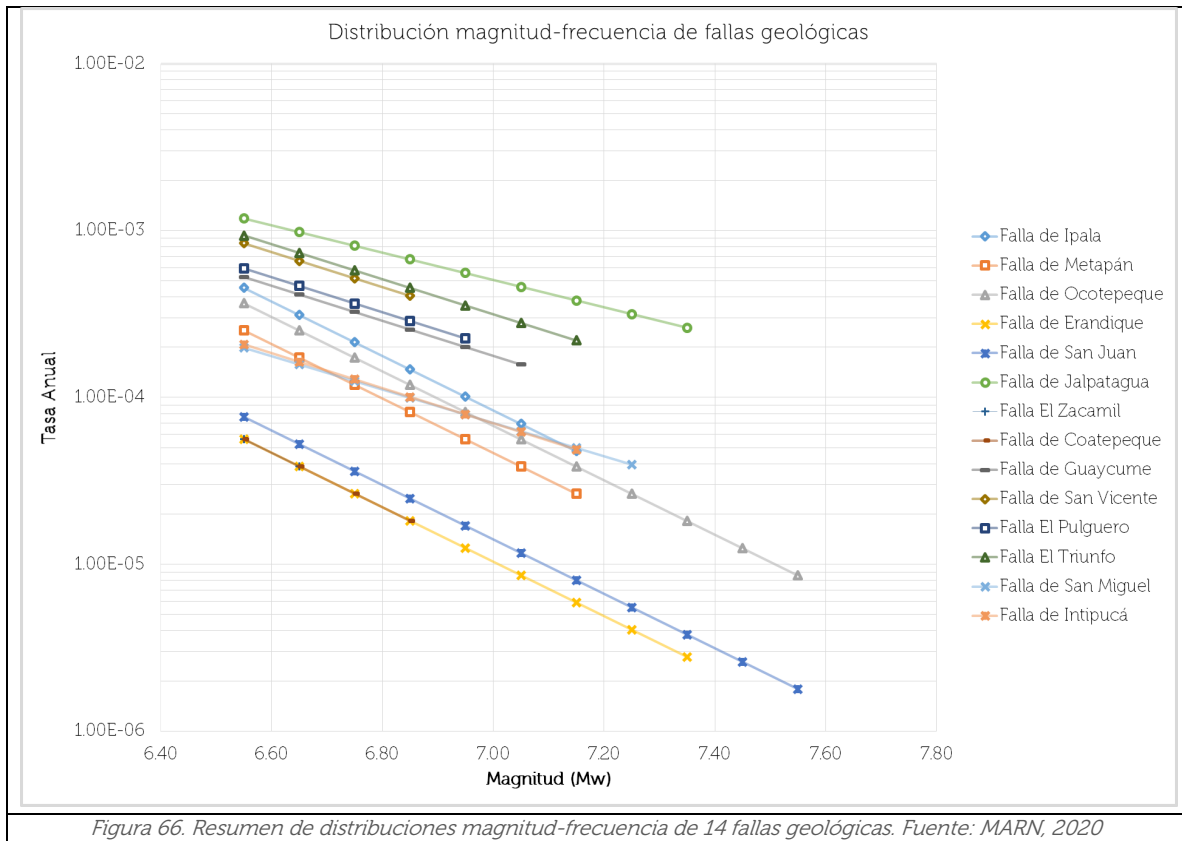
toda el área de la cadena volcánica (considerando las recurrencias de la sismicidad distribuida) y por lo tanto, podría ser mayor o menor del obtenido, dada la ubicación de la falla. Finalmente, en la figura 66 se observa un resumen de las distribuciones de cada una de las fallas, destacándose la falla de Jalpatagua, El Triunfo y San Vicente, con mayor tasa anual con sus correspondientes magnitudes.

Tabla 7. Parámetros de distribución magnitud-frecuencia de 14 fallas geológicas.

No	Nombre	ID	Atributos para cada falla geológica	Gráfica de distribución magnitud-frecuencia
1	Jalpatagua	sf6	Maximum magnitude (from scaling relationship): 7.35 Magnitude Standard Deviation : 0.23 Coeff parameter (from input) : 1.00 b-value utilizado : 1.00 Mínima magnitud : 6.50 Máxima magnitud : 7.35 Slip_Rate (mm/yr) : 7.10 Lower Seismogenic Depth (Km) : 17.00 Area de Falla (km2) : 713.05	
2	Zacamil	sf7	Maximum magnitude (from scaling relationship): 6.65 Magnitude Standard Deviation : 0.25 Using parameters of area source ID : 3 Coeff parameter (from input) : 1.00 b-value utilizado : 1.05 Mínima magnitud : 6.50 Máxima magnitud : 6.65 Slip_Rate (mm/yr) : 1.00 Lower Seismogenic Depth (Km) : 9.86 Area de Falla (km2) : 149.66	
3	Ipala	sf1	Maximum magnitude (from scaling relationship): 7.12 Magnitude Standard Deviation : 0.25 Coeff parameter (from input) : 1.00 b-value utilizado : 1.00 Mínima magnitud : 6.50 Máxima magnitud : 7.12 Slip_Rate (mm/yr) : 1.56 Lower Seismogenic Depth (Km) : 12.18 Area de Falla (km2) : 434.68	
4	Metapán	sf2	Maximum magnitude (from scaling relationship): 7.17 Magnitude Standard Deviation : 0.25 Coeff parameter (from input) : 1.00 b-value utilizado : 1.00 Mínima magnitud : 6.50 Máxima magnitud : 7.17 Slip_Rate (mm/yr) : 0.78 Lower Seismogenic Depth (Km) : 12.77 Area de Falla (km2) : 483.65	
5	Ocoatepeque	sf3	Maximum magnitude (from scaling relationship): 7.51 Magnitude Standard Deviation : 0.25 Coeff parameter (from input) : 1.00 b-value utilizado : 1.00 Mínima magnitud : 6.50 Máxima magnitud : 7.51 Slip_Rate (mm/yr) : 0.78 Lower Seismogenic Depth (Km) : 17.39 Area de Falla (km2) : 1042.48	
6	Coatepeque	sf8	Maximum magnitude (from scaling relationship): 6.81 Magnitude Standard Deviation : 0.23 Using parameters of area source ID : 3 Coeff parameter (from input) : 1.00 b-value utilizado : 1.05 Mínima magnitud : 6.50 Máxima magnitud : 6.81 Slip_Rate (mm/yr) : 1.00 Lower Seismogenic Depth (Km) : 10.55 Area de Falla (km2) : 208.80	

No	Nombre	ID	Atributos para cada falla geológica	Gráfica de distribución magnitud-frecuencia
7	Guaycume	sf9	Maximum magnitude (from scaling relationship): 7.00 Magnitude Standard Deviation : 0.23 Using parameters of area source ID : 3 Coeff parameter (from input) : 1.00 b-value utilizado : 1.05 Mínima magnitud : 6.50 Máxima magnitud : 7.00 Slip_Rate (mm/yr) : 3.00 Lower Seismogenic Depth (Km) : 12.71 Area de Falla (km ²) : 324.62	
8	San Vicente	sf10	Maximum magnitude (from scaling relationship): 6.85 Magnitude Standard Deviation : 0.23 Using parameters of area source ID : 3 Coeff parameter (from input) : 1.00 b-value utilizado : 1.05 Mínima magnitud : 6.50 Máxima magnitud : 6.85 Slip_Rate (mm/yr) : 4.00 Lower Seismogenic Depth (Km) : 11.25 Area de Falla (km ²) : 230.79	
9	Apastepeque - Pulguero	sf11	Maximum magnitude (from scaling relationship): 6.95 Magnitude Standard Deviation : 0.23 Using parameters of area source ID : 3 Coeff parameter (from input) : 1.00 b-value utilizado : 1.05 Mínima magnitud : 6.50 Máxima magnitud : 6.95 Slip_Rate (mm/yr) : 3.00 Lower Seismogenic Depth (Km) : 11.61 Area de Falla (km ²) : 287.73	
10	El Triunfo	sf12	Maximum magnitude (from scaling relationship): 7.16 Magnitude Standard Deviation : 0.23 Using parameters of area source ID : 3 Coeff parameter (from input) : 1.00 b-value utilizado : 1.05 Mínima magnitud : 6.50 Máxima magnitud : 7.16 Slip_Rate (mm/yr) : 4.60 Lower Seismogenic Depth (Km) : 13.91 Area de Falla (km ²) : 464.42	
11	San Miguel	sf13	Maximum magnitude (from scaling relationship): 7.26 Magnitude Standard Deviation : 0.23 Coeff parameter (from input) : 1.00 b-value utilizado : 1.00 Mínima magnitud : 6.50 Máxima magnitud : 7.26 Slip_Rate (mm/yr) : 1.00 Lower Seismogenic Depth (Km) : 16.33 Area de Falla (km ²) : 575.29	
12	Intipucá	sf14	Maximum magnitude (from scaling relationship): 7.16 Magnitude Standard Deviation : 0.25 Using parameters of area source ID : 4 Coeff parameter (from input) : 1.00 b-value utilizado : 1.54 Mínima magnitud : 6.50 Máxima magnitud : 7.16 Slip_Rate (mm/yr) : 1.00 Lower Seismogenic Depth (Km) : 15.76 Area de Falla (km ²) : 475.11	
13	Erandique	sf4	Maximum magnitude (from scaling relationship): 7.32 Magnitude Standard Deviation : 0.25 Coeff parameter (from input) : 1.00 b-value utilizado : 1.00 Mínima magnitud : 6.50 Máxima magnitud : 7.32 Slip_Rate (mm/yr) : 0.16 Lower Seismogenic Depth (Km) : 14.54 Area de Falla (km ²) : 673.81	

No	Nombre	ID	Atributos para cada falla geológica	Gráfica de distribución magnitud-frecuencia
14	San Juan	sf5	Maximum magnitude (from scaling relationship): 7.53 Magnitude Standard Deviation : 0.25 Coeff parameter (from input) : 1.00 b-value utilizado : 1.00 Mínima magnitud : 6.50 Máxima magnitud : 7.53 Slip_Rate (mm/yr) : 0.16 Lower Seismogenic Depth (Km) : 17.79 Area de Falla (km ²) : 1088.40	



En la tabla 8 y 9 se muestran los resultados de solamente dos zonas corticales de las 24 identificadas. Estas son la zona S3 (correspondiente a la cadena volcánica de El Salvador) y S1 (correspondiente a la sección de antearco frente a las costas de El Salvador.)

En los resultados se exhibe, tanto la distribución de magnitud-frecuencia como la distribución de sismicidad suavizada obtenida dentro de cada fuente. Cabe mencionar, que al momento de realizar este análisis, el código considera tanto las distribuciones de los planos nodales (o mecanismos focales asignados a la fuente sísmica, una vez comprendido el contexto tectónico de la misma) como las probabilidades en la distribución de las profundidades hipocentrales, restringidas al límite inferior de profundidad sísmogénica. También se mostrarán el total de puntos del mallado utilizados en el cálculo de la sismicidad distribuida. Como resumen en la tabla 10 se muestran los parámetros de recurrencia Gutenberg-Richter de cada una de las 24 zonas corticales.

Tabla 8. Resultados de distribución magnitud-frecuencia y sismicidad suavizada de zona S1.

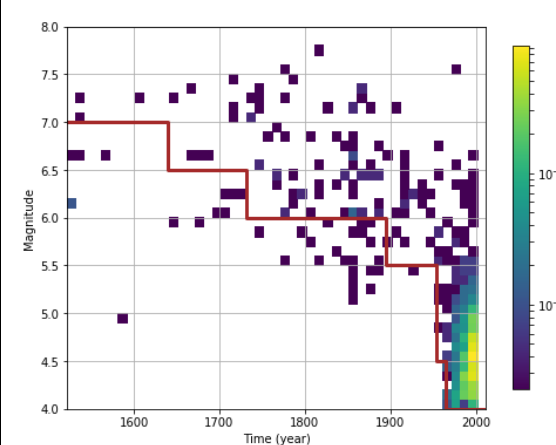
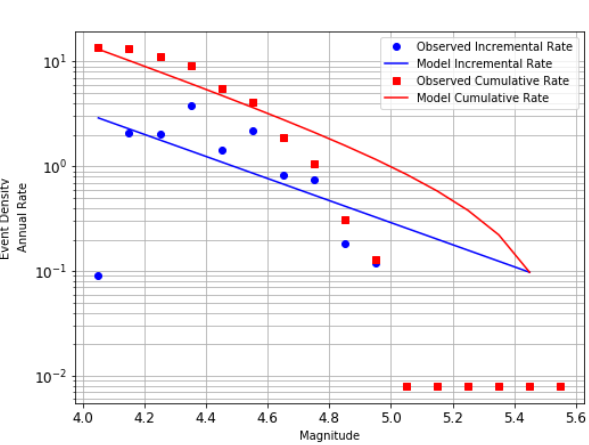
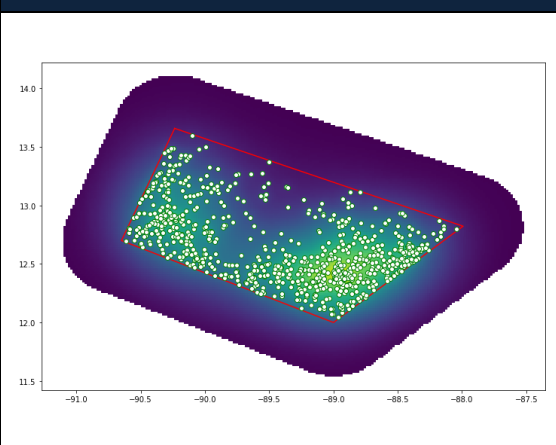
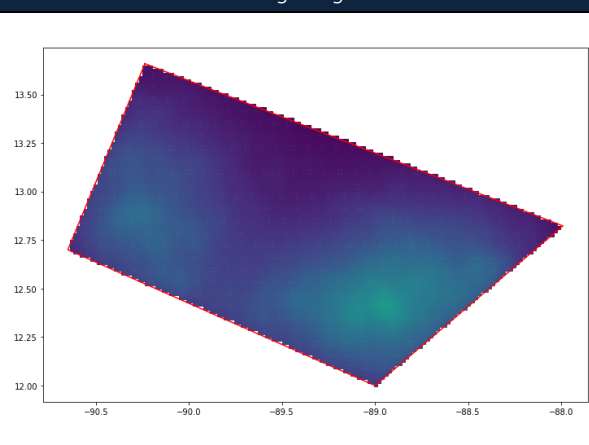
Código	Zona	a-value	b-value	Mmín	Máx	No. de fallas geológicas intersectadas
S1	Sección de antearco de El Salvador	5.338397 ($\sigma=0.015$)	1.052172 ($\sigma=0.043$)	4	5.6	0
Probabilidad de planos nodales						
Strike	Dip	Rake	Probabilidad	Mecanismo		
291	46	78	80 %	Inverso-Oblicuo		
290	45	77	20 %	Inverso-Oblicuo		
Probabilidad de profundidades hipocentrales						
Mínima Profundidad				1 (Probabilidad = 54 %)		
Máxima Profundidad				10 (Probabilidad = 46 %)		
Número de eventos en catálogo depurado		Número de puntos en malla		Número de puntos dentro del polígono de zona		
789 de 4615		17,768		6892		
Gráfico de magnitud de sismos vs años en zona				Gráfico de distribución de magnitud-frecuencia		
						
Distribución de sismicidad suavizada				Intersección de fallas geológicas dentro de zona		
						

Tabla 9. Resultados de distribución magnitud-frecuencia y sismicidad suavizada de zona S3.

Código	Zona	a-value	b-value	Mmín	Máx	No. de fallas geológicas intersectadas																																																		
S3	Cadena Volcánica de El Salvador	4.81365 ($\sigma=0.027$)	1.050 ($\sigma=0.045$)	4	7.3	9																																																		
Probabilidad de planos nodales																																																								
Strike		Dip		Rake		Probabilidad																																																		
2.19		89.02		11		54 %																																																		
105.13		84.52		2.45		46 %																																																		
Mecanismo																																																								
		Desgarre																																																						
		Normal																																																						
Probabilidad de profundidades hipocentrales																																																								
Mínima Profundidad				1																																																				
Máxima Profundidad				15																																																				
Número de eventos en catálogo depurado		Número de puntos en malla			Número de puntos dentro del polígono de zona																																																			
245 de 794		11,496			2241																																																			
Gráfico de magnitud de sismos vs años en zona				Gráfico de distribución de magnitud-frecuencia																																																				
Distribución de sismicidad suavizada				Intersección de fallas geológicas dentro de zona																																																				
Fracción de fallas geológicas circunscritas dentro de zona				Buffer alrededor de fallas para truncar la gráfica MFD																																																				
<table border="1"> <thead> <tr> <th>ID</th> <th>Name</th> <th>Fraction</th> <th>Slip rate</th> <th>RI</th> </tr> </thead> <tbody> <tr><td>sf6</td><td>JALF</td><td>0.08</td><td>7.10</td><td>0.00</td></tr> <tr><td>sf9</td><td>GUAYF</td><td>1.00</td><td>3.00</td><td>0.00</td></tr> <tr><td>sf10</td><td>SNVICF</td><td>1.00</td><td>4.00</td><td>0.00</td></tr> <tr><td>sf13</td><td>MIGUF</td><td>0.24</td><td>1.00</td><td>0.00</td></tr> <tr><td>sf12</td><td>TRIU</td><td>1.00</td><td>4.60</td><td>0.00</td></tr> <tr><td>sf11</td><td>PULGF</td><td>1.00</td><td>3.00</td><td>0.00</td></tr> <tr><td>sf8</td><td>COATEF</td><td>1.00</td><td>1.00</td><td>0.00</td></tr> <tr><td>sf7</td><td>ZACAF</td><td>0.88</td><td>1.00</td><td>0.00</td></tr> <tr><td>sf14</td><td>INTPF</td><td>0.78</td><td>1.00</td><td>0.00</td></tr> </tbody> </table>				ID	Name	Fraction	Slip rate	RI	sf6	JALF	0.08	7.10	0.00	sf9	GUAYF	1.00	3.00	0.00	sf10	SNVICF	1.00	4.00	0.00	sf13	MIGUF	0.24	1.00	0.00	sf12	TRIU	1.00	4.60	0.00	sf11	PULGF	1.00	3.00	0.00	sf8	COATEF	1.00	1.00	0.00	sf7	ZACAF	0.88	1.00	0.00	sf14	INTPF	0.78	1.00	0.00			
ID	Name	Fraction	Slip rate	RI																																																				
sf6	JALF	0.08	7.10	0.00																																																				
sf9	GUAYF	1.00	3.00	0.00																																																				
sf10	SNVICF	1.00	4.00	0.00																																																				
sf13	MIGUF	0.24	1.00	0.00																																																				
sf12	TRIU	1.00	4.60	0.00																																																				
sf11	PULGF	1.00	3.00	0.00																																																				
sf8	COATEF	1.00	1.00	0.00																																																				
sf7	ZACAF	0.88	1.00	0.00																																																				
sf14	INTPF	0.78	1.00	0.00																																																				

Tabla 10. Parámetros de recurrencia de 24 zonas corticales

No.	Código	Zona	a-value	b-value
1	G1	Sección de antearco de Guatemala	5.184315 ($\sigma=0.022$)	1.094775 ($\sigma=0.055$)
2	S1	Sección de antearco de El Salvador	5.338397 ($\sigma=0.015$)	1.052172 ($\sigma=0.043$)
3	N1	Sección de antearco de Nicaragua	4.380542 ($\sigma=0.013$)	0.789276 ($\sigma=0.024$)
4	N2-C1	Sección de antearco de Nicaragua	4.738511 ($\sigma=0.016$)	0.913833 ($\sigma=0.029$)
5	S3	Cadena Volcánica de El Salvador	4.81365 ($\sigma=0.027$)	1.050 ($\sigma=0.045$)
6	N4	Sección de antearco este en territorio de Nicaragua	3.825209 ($\sigma=0.059$)	0.981831 ($\sigma=0.129$)
7	N6-N7	Sección de antearco en territorio de Nicaragua	2.483461 ($\sigma=0.037$)	0.566725 ($\sigma=0.040$)
8	N8	Cadena volcánica este de Nicaragua	1.321318 ($\sigma=0.097$)	0.499949 ($\sigma=0.130$)
9	N9-N10	Cadena volcánica norte de Nicaragua	2.939399 ($\sigma=0.054$)	0.746469 ($\sigma=0.110$)
10	G2-S2	Sección de antearco norte en Guatemala y El Salvador	5.076332 ($\sigma=0.041$)	1.211877 ($\sigma=0.109$)
11	G3	Cadena volcánica oeste de Guatemala	1.401437 ($\sigma=0.119$)	0.575722 ($\sigma=0.130$)
12	G4	Cadena volcánica este de Guatemala	3.606909 ($\sigma=0.035$)	0.818205 ($\sigma=0.048$)
13	S4-N5	Cadena volcánica oeste de Nicaragua (Golfo de Fonseca)	3.190014 ($\sigma=0.045$)	0.771058 ($\sigma=0.063$)
14	N3	Sección de antearco oeste en territorio de Nicaragua	3.529462 ($\sigma=0.033$)	0.782231 ($\sigma=0.050$)
15	H2	Sección del graben central de Honduras	6.981484 ($\sigma=0.039$)	1.501502 ($\sigma=0.174$)
16	H4	Sección sur de Falla Swan	3.639655 ($\sigma=0.110$)	0.981599 ($\sigma=0.246$)
17	H3-N11	Sección del graben este de Honduras	6.403161 ($\sigma=0.073$)	1.499667 ($\sigma=0.289$)
18	G5-S5-H1	Sección del graben oeste de Honduras, Norte de el Salvador y este de Guatemala	7.853923 ($\sigma=0.028$)	1.631484 ($\sigma=0.094$)
19	G6	Sección de Falla de Motagua	4.895509 ($\sigma=0.040$)	1.049616 ($\sigma=0.071$)
20	G7	Sección de Falla Swan	3.865774 ($\sigma=0.047$)	0.860818 ($\sigma=0.068$)
21	G8	Sección de graben norte de Guatemala	3.554939 ($\sigma=0.084$)	0.907338 ($\sigma=0.161$)
22	G9	Sección de graben sur de Guatemala	3.434848 ($\sigma=0.081$)	0.875374 ($\sigma=0.136$)
23	N12	Sección de selva sur-este de Nicaragua	4.867280 ($\sigma=0.092$)	1.207903 ($\sigma=0.350$)
24	N13-N14	Sección de selva nor-este de Nicaragua	3.449681 ($\sigma=0.081$)	0.864225 ($\sigma=0.339$)

6.2. Resultados en fuentes de subducción

En la tabla 11 se presentan los resultados de tasas de recurrencia para la fuente de subducción interfase, y en la tabla 12 los resultados para la subducción intraplaca.

Tabla 11. Resultados de distribución magnitud-frecuencia en zona de intraplaca

Código	Zona	a-value	b-value	Mmín	Máx	Tabla de completitud
Gsi9 – Ssi5 – Nsi15 – Nsi16	Subducción Interfase	6.582 ($\sigma=0.024$)	1.017 ($\sigma=0.051$)	6.5	8.2	Completeness table: [[1967. 5.] [1952. 5.5] [1948. 6.] [1948. 6.5] [1660. 7.]]

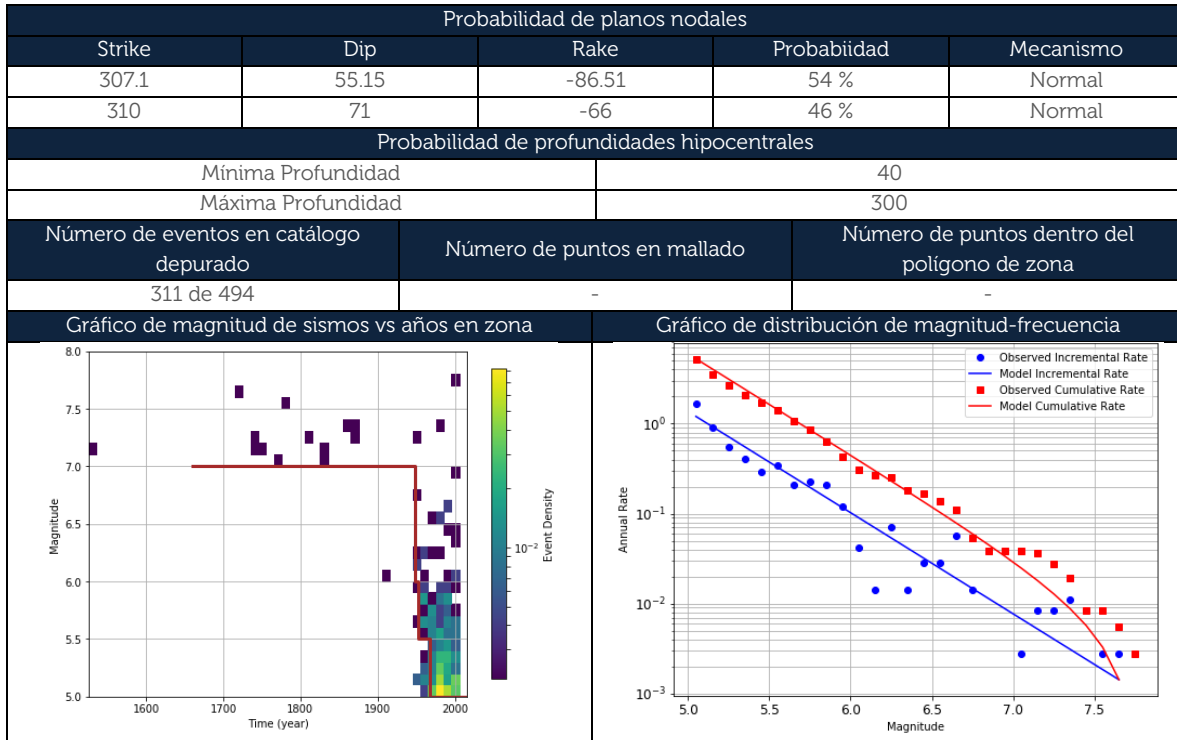
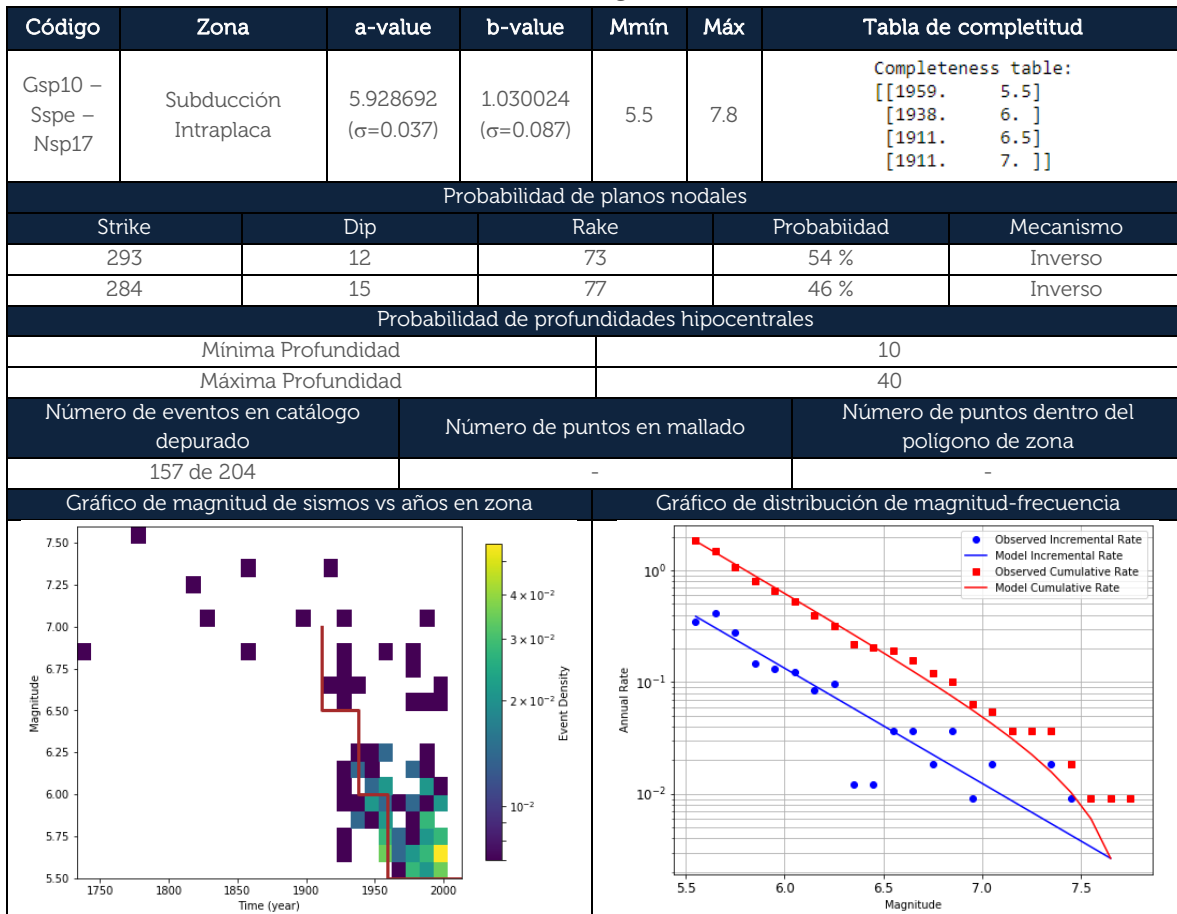


Tabla 12. Resultados de distribución magnitud-frecuencia en zona interfase



7. Evaluación de modelos de atenuación

7.1. Introducción

En esta sección se evaluarán los diferentes modelos de atenuación o ecuaciones de predicción de movimiento fuerte (GMPE) que más se podrían adaptar a la naturaleza del movimiento fuerte en El Salvador, de acuerdo a cada una de las zonas sísmicas consideradas anteriormente en el modelo de las fuentes. Este trabajo ha sido realizado gracias a la utilización de la plataforma de registros acelerográficos (conocida como RADES, red acelerográfica de El Salvador) desarrollada recientemente en el MARN.

Esta plataforma funciona como un servidor de sistema de información geográfica (SIG/Web) para poder consultar sobre los diferentes registros acelerográficos que se han venido compilado a través de los años. Esta plataforma presenta una base de datos más estructurada, con mejor calidad en su procesamiento y en la manera de presentar sus productos. Además, se busca agregar módulos que permitan estimar empíricamente la respuesta de sitio de las estaciones que han registrado eventos, permitiendo caracterizar mejor el lugar de emplazamiento de la estación y observar posiblemente rasgos de no-linealidad del suelo en ciertos productos dado un nivel de intensidad de movimiento considerable.

Con el objetivo de poder tener más criterio en la selección de las ecuaciones de predicción de movimiento fuerte, específicamente para las tres zonas con mayor influencia sísmica sobre El Salvador (cortical, subducción interfase e intraplaca), se hará uso de las herramientas de GEM llamada SMTK (*Strong Motion ToolKit*, en inglés).

Estas herramientas poseen diferentes métodos de ranqueo basados tanto en análisis de residuos como la consideración de la variabilidad aleatoria de la desviación estándar o errores nativos de cada modelo GMPE; con el objetivo de calcular la probabilidad de ocurrencia de los datos observados mediante el uso de una distribución de probabilidades de las GMPEs. Por lo que el *Toolkit* no solo ayudaría a explorar características particulares de los residuos de las GMPE evaluadas, sino también realizar un análisis cuantitativo del ajuste general de cada GMPE (desviaciones) con los datos observados de movimiento fuerte.

Una de las ventajas que ofrece este conjunto de herramientas, es que se puede tener acceso a una librería grande de ecuaciones de predicción actuales, las cuales han sido desarrolladas alrededor del mundo, para fuentes sísmicas específicas. Es importante mencionar, que cada uno de estos modelos posee sus características particulares relacionadas a sus magnitudes, estilos de fallamiento, efecto de sitio y distancias máximas asociadas. Esta última, puede variar su tipo, ya que pueden ser desde distancias sencillas (como las epicentrales y focales) como métricas de distancias que consideran rupturas extendidas (por ejemplo, distancia de Ruptura [Rrup] y Joyner & Boore [Rjb]).

7.2. Criterios de exclusión de GMPEs

Un aspecto esencial que hay que considerar en la evaluación de GMPEs es aplicar un “criterio de exclusión” para rechazar modelos que tienen propiedades desfavorables. Esta exclusión se hace a partir de un gran conjunto inicial o listado de GMPEs, que se consideran inapropiadas debido a su calidad, derivación y aplicabilidad en la región de estudio. Al final, se hace una pre-selección de GMPEs para ser analizadas.

Por lo general, esto se hace antes de las comparaciones de datos observados con las predicciones de los modelos, con el fin que los GMPE inadecuados no se consideren en análisis posteriores. Los criterios de exclusión comúnmente utilizados se describen en Cotton et al. (2006), quien propuso siete criterios de exclusión, y Bommer et al. (2010), quien revisó y amplió la lista y propuso diez criterios. El resumen de las propiedades de GMPE en <http://www.gmpe.org.uk/gmpereport2014.html> es muy útil para este proceso.

A continuación en la tabla 13, se presentan los criterios de exclusión de Cotton et al. (2006); los cuales fueron aplicados al listado de todas las GMPEs aplicadas a cada una de las fuentes sísmicas, disponibles en la librería de GEM – OpenQuake.

Tabla 13. Siete criterios de exclusión de GMPEs

No.	Criterios
1	El modelo es claramente de un régimen tectónico irrelevante
2	El modelo no está publicado en una revista internacional revisada por el PEER (Pacific Earthquake Engineering Research)
3	La documentación del modelo y su conjunto de datos subyacente es insuficiente.
4	El modelo ha sido reemplazado por publicaciones más recientes
5	El rango de frecuencia del modelo no es apropiado para aplicaciones de ingeniería.
6	El modelo tiene una forma funcional inadecuada
7	El método de regresión o los coeficientes de regresión se consideran inapropiados

En total se contabilizaron 206 GMPEs asociadas al ambiente tectónico cortical, 45 a la subducción interfase y 100 a la subducción intraplaca. Al aplicar este criterio, resultaron un total de 136 GMPEs para la sismicidad cortical, 35 para subducción interfase y 80 para intraplaca. **Cabe mencionar, que luego se comprobarán cuál de estas GMPEs son aplicables respecto a la información disponible en nuestra base datos, lo cual haría una nueva depuración de GMPEs disponibles para utilizar.**

Una vez hecha esta preselección, se tratará de no excluir ningún modelo, ya que dentro de nuestro catálogo acelerográfico la mayoría de eventos sísmicos no poseen información específica sobre el área de ruptura, haciendo que la ecuación presente un sesgo al momento de su utilización. Por lo que, para no excluir ninguna, se estimarán áreas de ruptura típicos para zonas corticales y sus estilos de fallamiento comunes, utilizando los parámetros focales reales de los eventos sísmicos y basándose en ecuaciones de escala respecto a su magnitud (como la de Wells & Coppersmith 1984).

7.3. Catálogo Acelerográfico superficial

Para hacer uso de las herramientas SMTK *Toolkit*, se necesita conformar un archivo plano de datos (llamado flatfile) que contenga los registros acelerográficos corregidos (filtraje de señal) por componentes de cada una de las estaciones y su evento sísmico asociado.

Como parte del esfuerzo en la creación de una plataforma unificada de procesamiento, se ha trabajado en automatizar esta parte y así obtener dicho archivo más rápido. Esta automatización se ha llevado a cabo mediante los algoritmos de procesamiento de registros codificados por el Dr. Walter Salazar, el cual utiliza un proceso de filtraje adecuado para contrarrestar valores erróneos que pudiesen existir al momento de calcular las aceleraciones máximas del terreno y sus respectivas ordenadas espectrales.

De igual manera, estos parámetros de filtraje son ajustados para cada componente de un registro, específicamente para las frecuencias bajas, es decir, que se observa y extrae el punto de inflexión (frecuencia) en el espectro de Fourier de velocidad para cada componente (transversal, longitudinal y vertical) y se colocan estos valores en la rutina de corrección del procesamiento. Con ello se garantiza que las trazas de desplazamiento (resultantes de la doble integración de la aceleración) sean corregidas por el componente de largo período y se obtenga la traza sobre la línea base.

Para la zona superficial se ha conformado un sub-catálogo acelerográfico, con registros que contengan sus dos componentes horizontales (transversal y longitudinal) y que correspondan a sismos con magnitudes mayores a M_w 4.0. Se contabilizaron un total de 281 registros acelerográficos correspondientes a 59 eventos sísmicos que datan desde 1985 hasta 2018. Adicionalmente, en el archivo "Flatfile" se colocan otros parámetros necesarios (por ejemplo, sísmicos, focales, filtros, etc.) para poder caracterizar el evento sísmico, así como también el nombre o código de estación sísmica que se esté utilizando, como el tipo de suelo aproximado (en términos de la velocidad de corte promedio en los 30 metros superiores, V_s30) en que se encuentra emplazada dicha estación.

7.4. Mapa de V_s30

Esta aproximación del tipo de suelo para cada estación acelerográfica, se ha obtenido mediante la utilización de un mapa de V_s30 de El Salvador, construido a través de la búsqueda y recopilación de información relacionada principalmente en valores de velocidad de corte medidos directamente en pozos de perforación (realizadas por MARN, MOP, OPAMSS, CEL y empresas privadas), acompañada de información geológica en profundidad, estudios de microtrepidación, información litológica en superficie (afloramientos) en algunos sectores a nivel nacional suministrada por geólogos que han trabajado para la caracterización vulcanológica del país, y otros estudios de investigación afines a este mismo tema. Dentro de la información recopilada, fue evidente la calidad de la misma, la cual se tomó en consideración al momento de ser utilizada.

Luego se procedió a la generación de modelos estadísticos espaciales junto a la asignación de covariables, que se investigó pudiesen tener influencia sobre el comportamiento dinámico de la estructura de suelo y por ende en el valor de la velocidad de corte. Estas covariables ayudaron a crear una ecuación de regresión para ayudar al modelo a adaptarse a valores más equilibrados. Las covariables utilizadas fueron:

- **La elevación del terreno (en metros)**, donde se asumen que tiene relación con los cambios de granulometría de los sedimentos en los ríos, los cuales cambian de grano grueso en el río arriba a granos finos en el río abajo.
- **La distancia más cercana a ríos principales (en metros)**; asociada a la geomorfología formada por inundaciones, donde los depósitos de sedimentos (de consistencia blanda) cerca de un río se vuelven más gruesos y más delgados a medida que aumenta la distancia al río.
- **El ángulo de la pendiente del terreno (en grados y multiplicada por 1000)**; donde se considera que pendientes elevadas indicarían estratos firmes o rocosos (formados por avalanchas de escombros) y valles planos indicarían suelo o sedimentos, y la transición a pendientes intermedias.

Lo anterior, indicaría que los materiales más densos, con mayores velocidades de onda de corte asociadas, son capaces de mantener pendientes pronunciadas, mientras que sedimentos y grandes depósitos de flujos piroclásticos en general, poco consolidados y con velocidades de onda muy bajas, son depositados en valles relativamente planos. (D. J. Wald and Allen 2007).

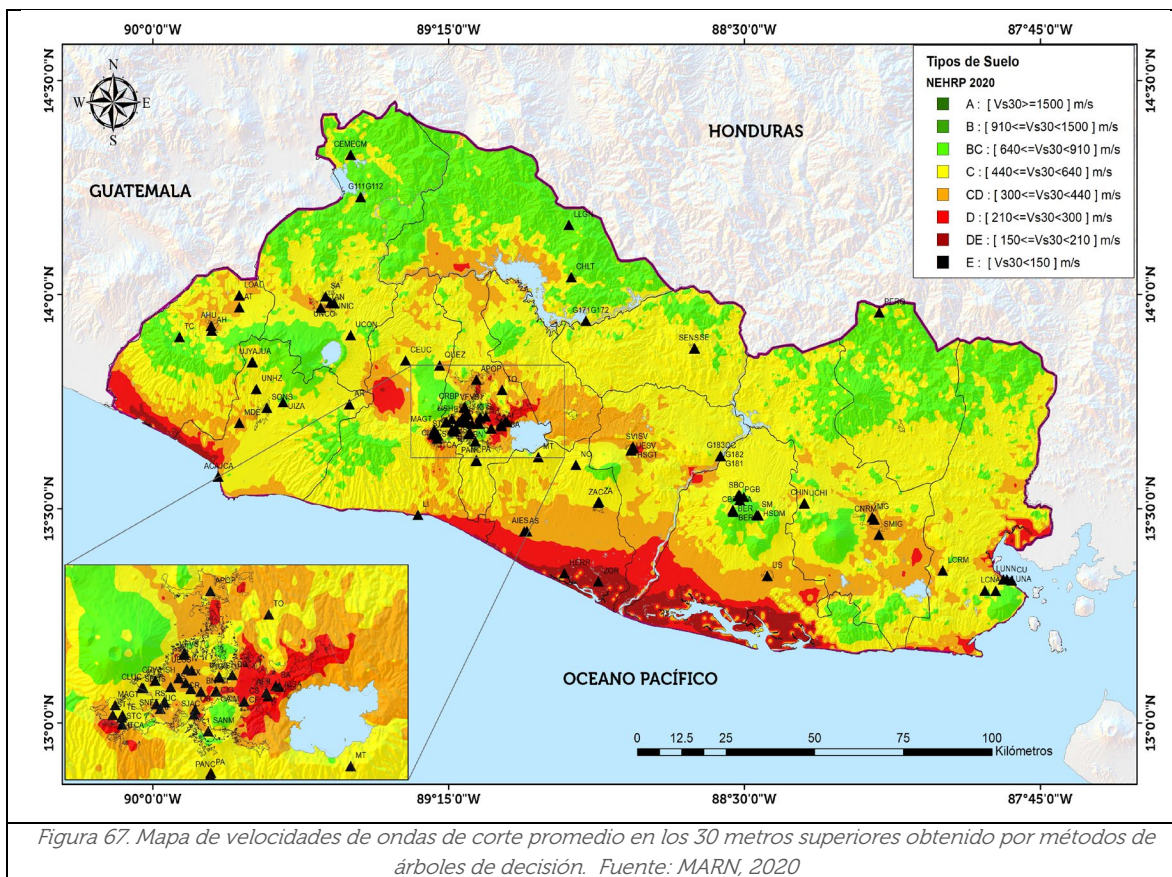
- **La distancia más cercana a línea de costa (en metros)**; relacionada al espesor de las capas sedimentarias en los deltas y tierras bajas costeras.
- **La distancia más cercana a una montaña de la era del Terciario (en metros)**; relacionada también al espesor de las capas sedimentarias que influyen en el V_{s30} de las tierras bajas en valles y terrazas a lo largo de los ríos en regiones montañosas.

De igual manera, se asocia a los efectos cuenca relacionadas a la generación de ondas superficiales en sus bordes y el consecuente efecto de sitio. Asimismo, esta característica presenta una correlación con la profundidad del lecho rocoso debajo de la capa sedimentaria de la unidad geomorfológica formada durante el Cuaternario. Por lo que, una montaña o cerro formado durante el período más antiguo (Pre-Terciario o Terciario) es la referencia que se seleccionará para medir las distancias más cercanas a las observaciones de la variable objetivo.

- La geología superficial a partir del mapa geológico de la Misión Geológica Alemana (Bosse et al. 1978), la cual es extraída de manera cualitativa, a partir de una reclasificación hecha por García, I.; 2006; y por lo tanto tratada como una variable categórica convertida en una simple clasificación numérica.

Estos modelos estadísticos fueron configurados a través de la utilización de herramientas de aprendizaje supervisado (machine learning) manejando como variable objetivo el valor numérico de Vs30 (problema de regresión), o bien considerando variables categóricas como las clases de tipo de suelo, según la NEHRP 2020 (problema de clasificación). Se aplicaron las técnicas de los algoritmos de Random Forest con Predicción espacial (Rfsp) y la Técnica de redes de neuronas artificiales.

Finalmente, se obtuvo un mapa con una precisión del 70%, representando de manera óptima los valores de Vs30 sobre el territorio. Estos valores fueron traducidos de acuerdo a los rangos de velocidades establecidos en la clasificación de tipos de suelos según la NEHRP 2020. En la figura 67 se visualiza el mapa de Vs30 resultante.



Este mapa de Vs30 de El Salvador presenta una estimación robusta de los efectos de amplificación del suelo, convirtiéndose en una herramienta importante para propósitos de clasificación de tipos de suelo a nivel nacional. Se pretende que este mapa funcione

como un diferenciador geográfico de tipos de suelo y que de manera general se logre agrupar geoméricamente aquellos estratos de suelo que podrían tener un comportamiento homogéneo frente al paso y propagación de ondas sísmicas a lo largo de sus subunidades.

Tal como se observa en la figura 67, en base a las propiedades de los suelos, éstos pueden ser clasificados en los tipos de suelos A, B, BC, C, CD, D, DE, E o F, de acuerdo a lo expuesto en el documento llamado "Generación de mapa de velocidades promedio a 30 metros de profundidad (V_{s30}) de El Salvador", desarrollado por investigadores del Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales (MARN). Cabe destacar, que durante el proceso de recopilación de información y generación del mapa no se encontraron sitios íntegros con columnas de suelo clasificados como del tipo A y B. Por lo que, los productos de factores de amplificación fueron derivados a partir del tipo de suelo BC.

Es con esta información que se superpone la ubicación de las estaciones acelerográficas donde se tienen registros de las distintas fuentes (que se han instalado a través del tiempo, en total son 128 estaciones) y se extrae el dato de $VS30$ para luego ser colocado en el campo correspondiente en el flatfile, y que sea leído por la herramienta SMTK de GEM y se utilice en la selección de los GMPEs.

7.5. Criterios de selección de GMPEs

Una vez configurado el archivo "flatfile" para cada una de las fuentes sísmicas, se procede, de primera mano, a realizar la selección de los GMPEs haciendo uso de las herramientas SMTK, las cuales se han configurado dentro de códigos informáticos para su manipulación y obtención de resultados. Un aspecto importantísimo a tomar en cuenta en este proceso de selección, es que si bien la comparación con datos observados de movimiento fuerte es extremadamente importante para la selección de GMPEs (a través de la herramientas SMTK), siempre existirá la limitación de que los conjuntos de datos de movimiento fuerte no están completos, ya que los registros instrumentales no han existido por tiempo suficiente.

Por ello en este trabajo, para fortalecer dicha selección se aplicarán los criterios de exclusión (mostrados en el apartado 7.2) y se realizará una exhaustiva evaluación del comportamiento o funcionalidad del modelo, junto con una consideración más rigurosa de la incertidumbre epistémica al momento de construir los árboles lógicos. Dicha evaluación del comportamiento del modelo se llevará a cabo mediante un análisis gráfico de sensibilidad en la consideración de parámetros de ruptura y de sitio (conocido como gráficos *Trellis*), los cuales permitirán visualizar y comprobar si los movimientos de suelo predichos parecen razonables, y observar cómo se comparan los distintos modelos entre sí. Lo anterior, debe de hacerse con parámetros consistentes con el modelo de fuentes sísmicas, mostrados en los apartados anteriores. Esta tarea se hará

posteriormente a la evaluación cuantitativa de los GMPEs e identificar aquellos modelos con mejor desempeño en la predicción.

7.5.1. Análisis de Rankeo

Las herramientas SMTK Toolkit poseen la capacidad de comparar los movimientos de tierra observados con las predicciones del modelo GMPE que se encuentran dentro del programa OpenQuake de GEM. Esto sin duda, representa una ventaja, ya que es uno de los primeros programas de riesgo sísmico que permite hacer tal proceso.

Como se dijo anteriormente, estas herramientas ayudan a no sólo explorar características particulares de los residuos de las GMPE evaluadas, sino también realizar un análisis cuantitativo del ajuste general de cada GMPE (desviaciones) con los datos observados de movimiento fuerte. En este trabajo, la metodología a seguir para realizar este análisis de Rankeo, será inicialmente, la consideración general de la bondad de ajuste de los modelos respecto a las observaciones; para luego verificar el desajuste de los mismos mediante el análisis de residuos.

7.5.1.1. Verosimilitud Logarítmica

El primer método es el enfoque propuesto por Scherbaum et al. (2009) llamado "Verosimilitud Logarítmica" (*Log-likelihood* [LLH], en inglés), el cual considera la probabilidad de que el valor absoluto de una muestra aleatoria de una distribución normalizada caiga dentro del intervalo entre el módulo de una observación particular y el infinito.

Aunado a lo anterior, este método ofrece la capacidad de ponderar cada uno de los modelos evaluados, lo cual ayudaría de gran manera en los análisis de incertidumbre epistémica como lo son las evaluaciones probabilísticas de amenaza sísmica. Esta ponderación es determinada mediante el cálculo de la verosimilitud logarítmica media de la muestra, donde menor sea su valor, mayor será el peso que tendría una GMPE. A continuación, se muestra el procedimiento a seguir:

- Se enlistan todas las GMPEs disponibles en el programa, para una fuente sísmica específica
- Se aplica el criterio de exclusión de GMPEs de acuerdo a lo propuesto por Cotton et al. 2006 y Bommer et al. 2010.
- Se depura y se agrupa el listado de GMPEs de acuerdo a las que soportan distancias epicentrales, hipocentrales, Joyner & Boore y de Ruptura, así como aquellas que son originales en su concepción y no derivaciones de las mismas para sitios específicos.

- Se carga la base de datos previamente conformada con el archivo plano (*flatfile*), donde se indicó que el programa calculase los niveles de intensidad de aceleración (*IMTs, Intensity Measures Type*, en inglés) para 6 períodos estructurales (PGA, 0.1, 0.2, 0.5, 1.0 y 2.0) y para las intensidades espectrales se indicó que se calculase la Media Geométrica de Aceleración Espectral Rotada para las dos componentes horizontales ortogonales (*GMRotI50*, en inglés), la cual es una medida de intensidad más utilizada en las ecuaciones de predicción de la nueva generación (*NGA*, en inglés) y que se basa en los registros de aceleración ortogonales horizontales, rotados para todos los ángulos no redundantes, logrando independizarse de la orientación de los sensores de los instrumentos.

Este valor comúnmente se trabaja con un percentil de 50 (La Mediana en Estadística) e Independiente del período de la estructura, logrando así tener un único espectro de respuesta. Este valor es útil tanto para el análisis espectral como para el análisis dinámico de estructuras. (Pinzón Ureña, et al, 2015)

- Se ejecuta el algoritmo de Scherbaum et al. 2009 de Verisimilitud Logarítmica” (*Log-likelihood*, en inglés), para las *GMPEs* mostradas anteriormente; y así poder conocer cuáles son las que resultan con mayor peso. Este primer paso se realizará inicialmente para *PGA*; luego a medida se vaya depurando, se utilizarán las demás medidas de intensidad correspondientes a las ordenadas espectrales.

7.5.1.2. Distancia Euclidiana

El segundo método a evaluar es el llamado “*Rankeo Basado en la Distancia Euclidiana*” (*EDR*, en inglés), propuesto por Kale y Akkar, 2013, los cuales evaluaron con más detenimiento el método *LLH* propuesto Scherbaum e indicaron que dicho método **podría favorecer a modelos *GMPEs* que poseen valores de desviación estándar altas**, en gran parte debido al hecho de que registros (observaciones) atípicas son predichas con mayores probabilidades en tales modelos.

Tal como se menciona en el manual de *OpenQuake*, la *Distancia Euclidiana Modificada* (*MDE*, la probabilidad de ocurrencia total) como tal, no considera explícitamente el potencial en el valor medio del *GMPE* con respecto a las observaciones. Para cuantificar el nivel de sesgo en las predicciones de los valores medios se introduce un parámetro *k*, que es la relación de la distancia Euclidiana total entre los valores observados y los medios esperados del movimiento con respecto a la *Distancia Euclidiana* entre los valores esperados de movimiento y los valores observados, corregidos por un modelo predictivo derivado de una simple regresión lineal sobre los datos.

En definitiva, **la suma de las Distancias Euclidianas modificadas representa la probabilidad general de las diferencias entre el movimiento observado y estimado**

en el suelo. En consecuencia, una suma más pequeña de los valores MDE indica una mejor representación del movimiento del suelo desde el modelo predictivo. Para eliminar la dependencia del tamaño de la muestra, la suma de los valores de MDE se divide por el número de observaciones, para dar así la MDE media.

Finalmente, para penalizar los modelos predictivos que muestran un mayor sesgo en las estimaciones medias, la media de MDE se multiplica por el parámetro k ; obteniendo el valor llamado EDR (*Euclidean Distance-Based Ranking*), el cual, como se dijo antes, el que resulte con menor valor, tendrá un mejor ajuste. Este segundo paso, se realizará al igual que al anterior, para la intensidad de PGA; luego a medida se vaya depurando, se utilizarán los demás IMTs.

7.5.1.3. Resultados del ranqueo en sismos corticales

Para los sismos corticales, se habían contabilizado un total de 136 GMPEs para poder ser utilizadas después de aplicar los criterios de exclusión proporcionados por Cotton et al 2006 y Bommer et al. 2010. Seguidamente, se preparó la base de datos (con el archivo Flatfile) para poder realizar el análisis de ranqueo; encontrándose que de esas 136 GMPEs únicamente 34 podrían ser utilizadas.

Lo anterior, radica en que hay ciertas GMPEs que corresponden a extensiones de otras GMPEs originales y que son aplicadas a lugares específicos y por ende, demandan más información de parámetros sísmicos, los cuales, en esta ocasión no han podido ser obtenidos.

Dentro de estas 34 GMPEs, 7 consideran distancia hipocentral, 2 distancia epicentral, 12 distancia de ruptura y 11 distancia Joyner-Boore. Una vez enlistadas estas GMPEs, se ejecutaron los algoritmos de las dos técnicas de ranqueo mostradas anteriormente. A partir de los resultados obtenidos, se identifican las GMPEs con menor valor de LLH y mayor peso, como también, con menor valor de EDR. Durante este proceso se observó, que existían GMPEs que siempre proporcionaban un mal desempeño (tanto en la medida de intensidad de PGA como en otras espectrales), por lo que fueron eliminadas, permaneciendo para análisis solamente 19 GMPEs.

Por ello, se enlistaron esas 19 GMPEs y se evaluaron de nuevo con las técnicas de ranqueo de Scherbaum et al 2009 y Kale&Akkar, 2013, con el fin de no sesgar los valores obtenidos al utilizar todos los 34 GMPEs. Como se dijo antes, este proceso, se hizo para todos los valores de IMTs, con el fin de observar la sensibilidad de la selección de los GMPEs a través de los diferentes periodos estructurales. Entonces, con estos 19 GMPEs se discutió una manera de poder hacer una tipificación de desempeño de cada modelo (asignando una calificación, por ejemplo a las mejores se les asignaba mayor peso), a través de las diferentes IMTs. Por lo que durante este proceso, se asignó una calificación (Cali.) de 19 al modelo mejor ajustado por los métodos y hasta un valor de 1 al modelo menor

representativo. Finalmente, para poder seleccionar los modelos GMPEs, se suman todas las calificaciones y se obtiene el siguiente resultado. En la tabla 14, 15 y 16 se muestran los resultados para la medida de intensidad de PGA, SA (0.2s) y SA (1.0s). En las tablas 17 y 18 se observan los resultados para todas intensidades y las diferentes técnicas de ranqueo, respectivamente.

Tabla 14. Resultados de GMPEs para la medida de intensidad PGA

Parámetros obtenidos por técnica de verosimilitud logarítmica (LLH)			GMPEs	Cali	Parámetros obtenidos por técnica de distancia euclidiana (EDR)		
cum: 7.28	Peso: 7.28 %	LLH: 1.860	AmeriEtAl2017Repi	19	edr: 0.97 [sqrt(kappa)] = 1.10	BooreAtkinson2011	19
cum: 14.43	Peso: 7.15 %	LLH: 1.886	AmeriEtAl2017Rjb	18	edr: 0.97 [sqrt(kappa)] = 1.06	AkkarEtAlRepi2014	18
cum: 20.40	Peso: 5.96 %	LLH: 2.148	AkkarEtAlRepi2014	17	edr: 0.98 [sqrt(kappa)] = 1.07	AkkarEtAlRjb2014	17
cum: 26.30	Peso: 5.90 %	LLH: 2.164	CauzziEtAl2014	16	edr: 1.02 [sqrt(kappa)] = 1.10	BindiEtAl2014Rjb	16
cum: 32.19	Peso: 5.90 %	LLH: 2.164	BindiEtAl2014Rhyp	15	edr: 1.03 [sqrt(kappa)] = 1.09	AkkarEtAlRhyp2014	15
cum: 38.07	Peso: 5.87 %	LLH: 2.171	BindiEtAl2014Rjb	14	edr: 1.04 [sqrt(kappa)] = 1.05	AmeriEtAl2017Rjb	14
cum: 43.81	Peso: 5.75 %	LLH: 2.201	AkkarEtAlRjb2014	13	edr: 1.04 [sqrt(kappa)] = 1.16	Bradley2013	13
cum: 49.48	Peso: 5.67 %	LLH: 2.221	CauzziFaccioli2008	12	edr: 1.05 [sqrt(kappa)] = 1.07	BooreEtAl2014	12
cum: 55.14	Peso: 5.66 %	LLH: 2.225	AkkarEtAlRhyp2014	11	edr: 1.05 [sqrt(kappa)] = 1.06	AmeriEtAl2017Repi	11
cum: 60.71	Peso: 5.57 %	LLH: 2.245	AbrahamsonEtAl2014	10	edr: 1.05 [sqrt(kappa)] = 1.11	BindiEtAl2014Rhyp	10
cum: 66.15	Peso: 5.43 %	LLH: 2.282	BooreEtAl2014	9	edr: 1.12 [sqrt(kappa)] = 1.10	ChiouYoungs2014	9
cum: 71.45	Peso: 5.30 %	LLH: 2.318	Bradley2013	8	edr: 1.17 [sqrt(kappa)] = 1.12	AbrahamsonEtAl2014	8
cum: 76.64	Peso: 5.19 %	LLH: 2.348	AkkarCagnan2010	7	edr: 1.18 [sqrt(kappa)] = 1.21	CauzziEtAl2014	7
cum: 81.72	Peso: 5.08 %	LLH: 2.380	ChiouYoungs2014	6	edr: 1.19 [sqrt(kappa)] = 1.34	Lin2009	6
cum: 86.68	Peso: 4.96 %	LLH: 2.413	ZhaoEtAl2006Asc	5	edr: 1.25 [sqrt(kappa)] = 1.24	CauzziFaccioli2008	5
cum: 90.69	Peso: 4.01 %	LLH: 2.721	AbrahamsonSilva2008	4	edr: 1.36 [sqrt(kappa)] = 1.47	ZhaoEtAl2006Asc	4
cum: 94.40	Peso: 3.71 %	LLH: 2.832	BooreAtkinson2011	3	edr: 1.48 [sqrt(kappa)] = 1.32	AkkarCagnan2010	3
cum: 97.55	Peso: 3.15 %	LLH: 3.070	Lin2009	2	edr: 1.86 [sqrt(kappa)] = 1.69	AbrahamsonSilva2008	2
cum: 100.00	Peso: 2.45 %	LLH: 3.433	BergeThierryEtAl2003SIGMA	1	edr: 3.07 [sqrt(kappa)] = 2.54	BergeThierryEtAl2003SIGMA	1

Tabla 15. Resultados de GMPEs para la medida de intensidad SA (0.2 s)

Parámetros obtenidos por técnica de verosimilitud logarítmica (LLH)			GMPEs	Cali	Parámetros obtenidos por técnica de distancia euclidiana (EDR)		
cum: 7.28	Peso: 7.28 %	LLH: 1.860	AmeriEtAl2017Repi	19	edr: 0.97 [sqrt(kappa)] = 1.10	BooreAtkinson2011	19
cum: 14.43	Peso: 7.15 %	LLH: 1.886	AmeriEtAl2017Rjb	18	edr: 0.97 [sqrt(kappa)] = 1.06	AkkarEtAlRepi2014	18
cum: 20.40	Peso: 5.96 %	LLH: 2.148	AkkarEtAlRepi2014	17	edr: 0.98 [sqrt(kappa)] = 1.07	AkkarEtAlRjb2014	17
cum: 26.30	Peso: 5.90 %	LLH: 2.164	CauzziEtAl2014	16	edr: 1.02 [sqrt(kappa)] = 1.10	BindiEtAl2014Rjb	16
cum: 32.19	Peso: 5.90 %	LLH: 2.164	BindiEtAl2014Rhyp	15	edr: 1.03 [sqrt(kappa)] = 1.09	AkkarEtAlRhyp2014	15
cum: 38.07	Peso: 5.87 %	LLH: 2.171	BindiEtAl2014Rjb	14	edr: 1.04 [sqrt(kappa)] = 1.05	AmeriEtAl2017Rjb	14
cum: 43.81	Peso: 5.75 %	LLH: 2.201	AkkarEtAlRjb2014	13	edr: 1.04 [sqrt(kappa)] = 1.16	Bradley2013	13
cum: 49.48	Peso: 5.67 %	LLH: 2.221	CauzziFaccioli2008	12	edr: 1.05 [sqrt(kappa)] = 1.07	BooreEtAl2014	12
cum: 55.14	Peso: 5.66 %	LLH: 2.225	AkkarEtAlRhyp2014	11	edr: 1.05 [sqrt(kappa)] = 1.06	AmeriEtAl2017Repi	11
cum: 60.71	Peso: 5.57 %	LLH: 2.245	AbrahamsonEtAl2014	10	edr: 1.05 [sqrt(kappa)] = 1.11	BindiEtAl2014Rhyp	10
cum: 66.15	Peso: 5.43 %	LLH: 2.282	BooreEtAl2014	9	edr: 1.12 [sqrt(kappa)] = 1.10	ChiouYoungs2014	9
cum: 71.45	Peso: 5.30 %	LLH: 2.318	Bradley2013	8	edr: 1.17 [sqrt(kappa)] = 1.12	AbrahamsonEtAl2014	8
cum: 76.64	Peso: 5.19 %	LLH: 2.348	AkkarCagnan2010	7	edr: 1.18 [sqrt(kappa)] = 1.21	CauzziEtAl2014	7
cum: 81.72	Peso: 5.08 %	LLH: 2.380	ChiouYoungs2014	6	edr: 1.19 [sqrt(kappa)] = 1.34	Lin2009	6
cum: 86.68	Peso: 4.96 %	LLH: 2.413	ZhaoEtAl2006Asc	5	edr: 1.25 [sqrt(kappa)] = 1.24	CauzziFaccioli2008	5
cum: 90.69	Peso: 4.01 %	LLH: 2.721	AbrahamsonSilva2008	4	edr: 1.36 [sqrt(kappa)] = 1.47	ZhaoEtAl2006Asc	4
cum: 94.40	Peso: 3.71 %	LLH: 2.832	BooreAtkinson2011	3	edr: 1.48 [sqrt(kappa)] = 1.32	AkkarCagnan2010	3
cum: 97.55	Peso: 3.15 %	LLH: 3.070	Lin2009	2	edr: 1.86 [sqrt(kappa)] = 1.69	AbrahamsonSilva2008	2
cum: 100.00	Peso: 2.45 %	LLH: 3.433	BergeThierryEtAl2003SIGMA	1	edr: 3.07 [sqrt(kappa)] = 2.54	BergeThierryEtAl2003SIGMA	1

Tabla 16. Resultados de GMPEs para la medida de intensidad SA (1.0s)

Parámetros obtenidos por técnica de verosimilitud logarítmica (LLH)			GMPEs	Cali	Parámetros obtenidos por técnica de distancia euclidiana (EDR)		
cum: 7.28	Peso: 7.28 %	LLH: 1.860	AmeriEtAl2017Repi	19	edr: 0.97 [sqrt(kappa)] = 1.10	BooreAtkinson2011	19
cum: 14.43	Peso: 7.15 %	LLH: 1.886	AmeriEtAl2017Rjb	18	edr: 0.97 [sqrt(kappa)] = 1.06	AkkarEtAlRepi2014	18
cum: 20.40	Peso: 5.96 %	LLH: 2.148	AkkarEtAlRepi2014	17	edr: 0.98 [sqrt(kappa)] = 1.07	AkkarEtAlRjb2014	17
cum: 26.30	Peso: 5.90 %	LLH: 2.164	CauzziEtAl2014	16	edr: 1.02 [sqrt(kappa)] = 1.10	BindiEtAl2014Rjb	16
cum: 32.19	Peso: 5.90 %	LLH: 2.164	BindiEtAl2014Rhyp	15	edr: 1.03 [sqrt(kappa)] = 1.09	AkkarEtAlRhyp2014	15
cum: 38.07	Peso: 5.87 %	LLH: 2.171	BindiEtAl2014Rjb	14	edr: 1.04 [sqrt(kappa)] = 1.05	AmeriEtAl2017Rjb	14
cum: 43.81	Peso: 5.75 %	LLH: 2.201	AkkarEtAlRjb2014	13	edr: 1.04 [sqrt(kappa)] = 1.16	Bradley2013	13
cum: 49.48	Peso: 5.67 %	LLH: 2.221	CauzziFaccioli2008	12	edr: 1.05 [sqrt(kappa)] = 1.07	BooreEtAl2014	12
cum: 55.14	Peso: 5.66 %	LLH: 2.225	AkkarEtAlRhyp2014	11	edr: 1.05 [sqrt(kappa)] = 1.06	AmeriEtAl2017Repi	11
cum: 60.71	Peso: 5.57 %	LLH: 2.245	AbrahamsonEtAl2014	10	edr: 1.05 [sqrt(kappa)] = 1.11	BindiEtAl2014Rhyp	10
cum: 66.15	Peso: 5.43 %	LLH: 2.282	BooreEtAl2014	9	edr: 1.12 [sqrt(kappa)] = 1.10	ChiouYoungs2014	9
cum: 71.45	Peso: 5.30 %	LLH: 2.318	Bradley2013	8	edr: 1.17 [sqrt(kappa)] = 1.12	AbrahamsonEtAl2014	8
cum: 76.64	Peso: 5.19 %	LLH: 2.348	AkkarCagnan2010	7	edr: 1.18 [sqrt(kappa)] = 1.21	CauzziEtAl2014	7
cum: 81.72	Peso: 5.08 %	LLH: 2.380	ChiouYoungs2014	6	edr: 1.19 [sqrt(kappa)] = 1.34	Lin2009	6
cum: 86.68	Peso: 4.96 %	LLH: 2.413	ZhaoEtAl2006Asc	5	edr: 1.25 [sqrt(kappa)] = 1.24	CauzziFaccioli2008	5
cum: 90.69	Peso: 4.01 %	LLH: 2.721	AbrahamsonSilva2008	4	edr: 1.36 [sqrt(kappa)] = 1.47	ZhaoEtAl2006Asc	4
cum: 94.40	Peso: 3.71 %	LLH: 2.832	BooreAtkinson2011	3	edr: 1.48 [sqrt(kappa)] = 1.32	AkkarCagnan2010	3
cum: 97.55	Peso: 3.15 %	LLH: 3.070	Lin2009	2	edr: 1.86 [sqrt(kappa)] = 1.69	AbrahamsonSilva2008	2
cum: 100.00	Peso: 2.45 %	LLH: 3.433	BergeThierryEtAl2003SIGMA	1	edr: 3.07 [sqrt(kappa)] = 2.54	BergeThierryEtAl2003SIGMA	1

Tabla 17. Resultados de GMPEs para la técnica de verosimilitud logarítmica

GMPEs	PGA	SA (0.1 s)	SA (0.2 s)	SA (0.5 s)	SA (0.7 s)	SA (1.0 s)	SA (1.5 s)	SA (1.8 s)	SA (2.0 s)	LLH
AbrahamsonEtAl2014	10	8	8	9	7	7	12	12	12	85
AbrahamsonSilva2008	4	4	4	18	18	17	15	14	13	107
AkkarCagnan2010	7	17	16	2	2	2	2	2	2	52
AmeriEtAl2017Repi	19	19	19	13	11	11	11	11	11	125
AmeriEtAl2017Rjb	18	18	18	12	12	10	9	10	10	117
AkkarEtAlRhyp2014	11	11	13	19	19	18	18	18	18	145
AkkarEtAlRepi2014	17	15	15	16	15	15	17	17	17	144
AkkarEtAlRjb2014	13	12	12	14	14	14	16	16	16	127
BergeThierryEtAl2003SIGMA	1	1	1	11	17	16	10	6	6	69
BindiEtAl2014Rhyp	15	14	10	5	5	6	7	15	15	92
BindiEtAl2014Rjb	14	16	11	4	3	3	5	7	7	70
BooreAtkinson2011	3	3	3	8	9	8	8	8	8	58
BooreEtAl2014	9	10	5	3	4	4	3	3	4	45
Bradley2013	8	6	6	6	6	5	4	4	3	48
CauzziFaccioli2008	12	9	14	7	8	12	14	13	14	103
CauzziEtAl2014	16	13	17	15	16	19	19	19	19	153
ChiouYoungs2014	6	5	7	10	10	9	6	5	5	63
Lin2009	2	2	2	1	1	1	1	1	1	12
ZhaoEtAl2006Asc	5	7	9	17	13	13	13	9	9	95

Tabla 18. Resultados de GMPEs para la técnica de distancia euclidiana

GMPEs	PGA	SA (0.1 s)	SA (0.2 s)	SA (0.5 s)	SA (0.7 s)	SA (1.0 s)	SA (1.5 s)	SA (1.8 s)	SA (2.0 s)	EDR
AbrahamsonEtAl2014	8	7	9	14	10	11	18	18	18	113
AbrahamsonSilva2008	2	2	2	11	18	18	17	17	17	104
AkkarCagnan2010	3	8	3	2	1	2	2	2	2	25
AmeriEtAl2017Repi	11	11	13	10	11	10	10	11	11	98
AmeriEtAl2017Rjb	14	13	14	13	15	14	12	13	13	121
AkkarEtAlRhyp2014	15	15	16	18	17	16	16	16	16	145
AkkarEtAlRepi2014	18	17	17	15	12	12	11	12	12	126
AkkarEtAlRjb2014	17	18	18	17	16	15	14	15	15	145
BergeThierryEtAl2003SIGMA	1	1	1	1	2	1	1	1	1	10
BindiEtAl2014Rhyp	10	12	8	4	3	3	3	3	3	49
BindiEtAl2014Rjb	16	16	11	6	5	4	4	4	4	70
BooreAtkinson2011	19	19	19	19	19	19	19	19	19	171
BooreEtAl2014	12	10	12	9	9	7	5	5	5	74
Bradley2013	13	14	15	12	13	17	15	10	8	117
CauzziFaccioli2008	5	4	4	3	4	5	6	8	10	49
CauzziEtAl2014	7	5	6	5	6	6	9	9	9	62
ChiouYoungs2014	9	9	7	8	8	8	7	7	7	70
Lin2009	6	6	10	16	14	13	8	6	6	85
ZhaoEtAl2006Asc	4	3	5	7	7	9	13	14	14	76

Finalmente, en la tabla 19 se muestran los resultados finales, identificando los GMPEs con mejores desempeños en la predicción.

Tabla 19. Resultados de GMPEs con mejores desempeños utilizando técnicas de ranqueo

No	GMPEs	LLH	EDR	SUMA
1	AkkarEtAIRhyp2014	145	145	290
2	AkkarEtAIRjb2014	127	145	272
3	AkkarEtAIRepi2014	144	126	270
4	AmeriEtAI2017Rjb	117	121	238
5	BooreAtkinson2011	58	171	229
6	AmeriEtAI2017Repi	125	98	223
7	CauzziEtAI2014	153	62	215
8	AbrahamsonSilva2008	107	104	211
9	AbrahamsonEtAI2014	85	113	198
10	ZhaoEtAI2006Asc	95	76	171
11	Bradley2013	48	117	165
12	CauzziFaccioli2008	103	49	152
13	BindiEtAI2014Rhyp	92	49	141
14	BindiEtAI2014Rjb	70	70	140
15	ChiouYoungs2014	63	70	133
16	BooreEtAI2014	45	74	119
17	Lin2009	12	85	97
18	BergeThierryEtAI2003SIGMA	69	10	79
19	AkkarCagnan2010	52	25	77

7.5.2. Análisis de ajuste de residuales

Una vez teniendo los modelos más representativos o de mejor desempeño para la fuente sísmica cortical, se procede a hacer el análisis residual entre los datos observados con los predichos por cada modelo, con el objetivo de constatar los resultados obtenidos por los métodos de ranqueo anteriores.

Es claro que cada una de las GMPEs presentan una variabilidad (conocida como sigma: σ), la cual es comúnmente interpretada como variabilidad aleatoria (dispersión atribuida a la naturaleza aleatoria y complicada de los procesos físicos de generación y propagación de ondas sísmicas en el interior de la tierra). No obstante, otros estudios sugieren que esa interpretación puede mejorarse y considerar que una fracción de la variabilidad total puede atribuirse a una incerteza epistémica (incertidumbre que se puede resolver con la cantidad adecuada de conocimiento y datos) [Ktenidou, et al., 2018]

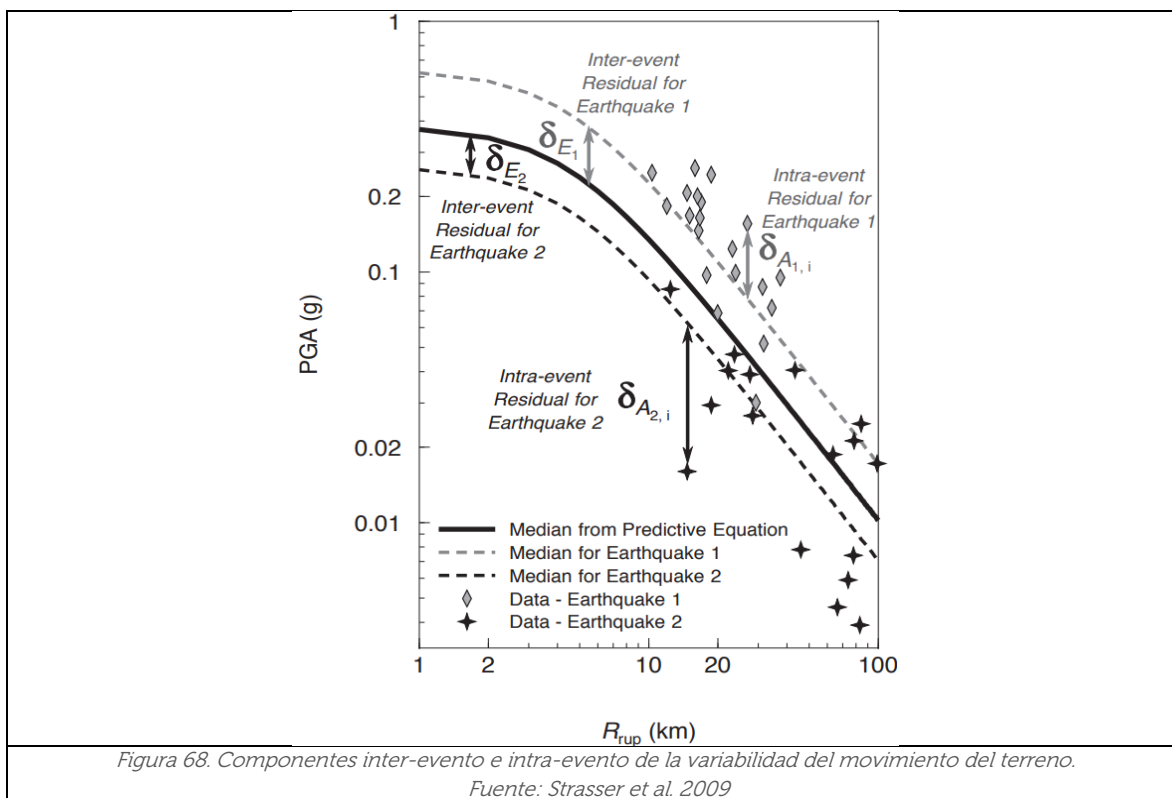
Lo anterior, es debido a que parte de la variabilidad en el movimiento del terreno es debido al trayecto y efectos de sitio (no solo por la fuente), la cual puede verse repetida en terremotos subsecuentes. Por lo que identificando y cuantificando esta fracción

epistémica podría ayudar a disminuir los valores de variabilidad o sigma, tanto para derivar productos de amenaza sísmica como estimaciones empíricas del efecto de sitio.

En esta sección se enfocará en explicar únicamente la variabilidad aleatoria, tanto su derivación y los elementos que la componen. Cabe aclarar, que el asumir que la variabilidad del movimiento fuerte del terreno en un sitio en particular es igual que la desviación estándar (σ) de la GMPE, nos apegamos a seguir una hipótesis ergódica [Ktenidou, et al., 2018]; la cual estipula que a falta de datos en el tiempo es compensado con datos en el espacio, y que la variabilidad temporal y espacial de las propiedades (en este caso el movimiento del terreno) son consideradas iguales.

Los GMPEs rara vez están limitados por datos de un sitio específico, a una falla o incluso a una región, porque generalmente se construyen sobre la base de más conjuntos globales de datos de regiones de características sismotectónicas similares. Sin embargo, a pesar de ello, y por el incremento de más datos de movimiento fuerte y más GMPEs a nivel mundial, **se ha podido demostrar que la desviación estándar (σ) en un sitio específico es mucho menor que la variabilidad de la GMPE global.**

Por tal sentido, la comunidad científica ha necesitado de dividir esta variabilidad aleatoria o sigma en dos componentes. De tal modo, es que se conocen la variabilidad inter-evento (o "*between-event*") e intra-evento (o "*within event*"). En la figura 68 se observa una representación de lo que significa cada una de estas incertezas [Strasser et al., 2009].



En resumen, las incertidumbres en un modelo GMPE pueden distinguirse entre incertidumbre epistémica y aleatoria. La incertidumbre epistémica resulta de la cantidad limitada de datos observados, mientras que la incertidumbre aleatoria describe el desacuerdo entre las observaciones y los modelos predictivos que se debe a la ausencia de una explicación física o debido a los parámetros que no se incluyen en las ecuaciones predictivas.

Es importante mencionar, que todos los análisis realizados, considerarán, por defecto, el residual total, el Inter-evento residual y el Intra-evento residual, siguiendo el enfoque descrito en Stafford et al. (2008). Si el GMPE en cuestión no proporciona coeficientes para definir el residuo inter e intra-evento sólo se considerará el término residual total. A continuación, se detallarán cada uno de estos residuales.

7.5.2.1. Residual inter-eventos

El residual entre eventos describe la correlación entre diferentes eventos sísmicos (terremoto-terremoto) en el mismo sitio. En otras palabras, los movimientos sísmicos en diferentes sitios causados por el mismo terremoto tienen algo en común que depende de la variación de las características de la fuente del terremoto (magnitud, distancia de ruptura, directividad, entre otros). Así, el residuo inter-evento es una constante en todos los sitios durante un terremoto dado.

7.5.2.2. Residual intra-evento

El residual intra-evento describe la correlación entre diferentes sitios (sitio a sitio) con respecto al mismo evento sísmico. En otras palabras, la variabilidad intra-evento considera la proposición de que el movimiento del suelo para un evento sísmico dado (en diferentes sitios) varía en cierta medida debido a las peculiaridades de la trayectoria de propagación y las condiciones del sitio local.

Por lo tanto, Tsai et al 2008, separaron la variabilidad intra-evento en los componentes trayectoria-trayectoria y sitio-sitio. La correlación de sitio a sitio, depende de las condiciones del terreno de los mismos y disminuirá para los sitios que no comparten la misma geología, sin embargo, una investigación sistemática sobre la cuantificación de la dependencia no se ha realizado.

Tanto las correlaciones inter-eventos como intra-evento pueden ser incorporadas en el análisis probabilístico del riesgo sísmico y en las evaluaciones de riesgo, porque la relación entre probabilidades conjuntas y las probabilidades en sitios individuales puede variar dependiendo de a) Los componentes totales de la variabilidad, y b) sobre, si el peligro está o no dominado por una fuente o muchas fuentes. Por lo tanto, es la componente aleatoria inter evento, la que permite considerar la incertidumbre en la intensidad debida a la fuente o al tipo de rompimiento.

La distribución de probabilidad de las variables aleatorias inter evento e intra-evento se ajustan a un modelo probabilista de tipo Normal de media igual a cero y truncado a sus respectivas desviaciones estándar. Por lo que para que un GMPE represente un buen ajuste a un conjunto de registros, cada una de las distribuciones residuales normalizadas debe coincidir estrechamente a una distribución normal estándar (es decir, con una media de cero y una desviación estándar de 1.0).

Las diferencias en la mediana de los residuos pueden indicar una tendencia del GMPE a predecir valores más altos o más bajos que los observados en los registros, mientras que las diferencias en la desviación estándar pueden sugerir una sobre o subestimación de la variabilidad de los movimientos del suelo.

7.5.2.3. Resultados de ajuste residual

Para realizar el análisis de ajuste residual se utilizaran de igual manera las herramientas del SMTK Toolkit de GEM, las cuales tienen una sección de mostrar resultados tanto cuantitativa como gráfica para presentar dichos ajustes. En las figuras 69 y 70 se muestran los resultados obtenidos para solamente 2 GMPEs (la con mejor y peor desempeño, extraída de la tabla 19) del total de 19 analizadas anteriormente. Esto se ha hecho únicamente para las medidas de intensidad de PGA, SA (0.2, 1.0 y 2.0).

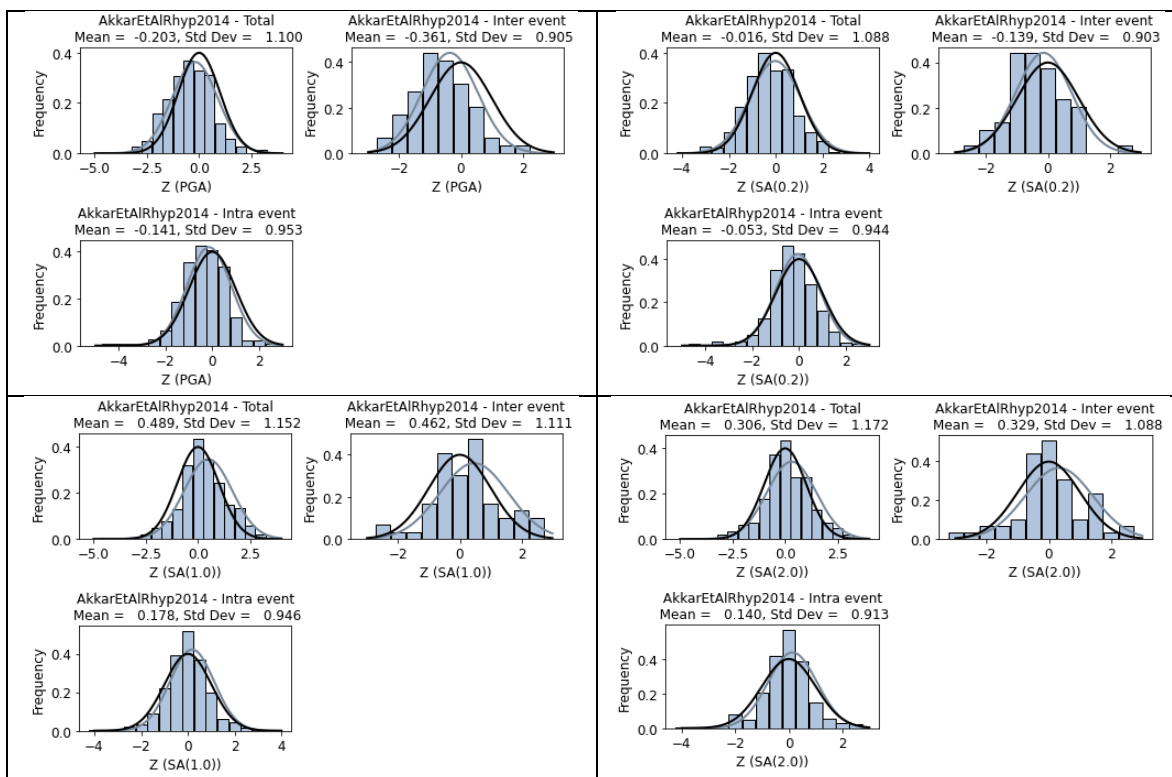
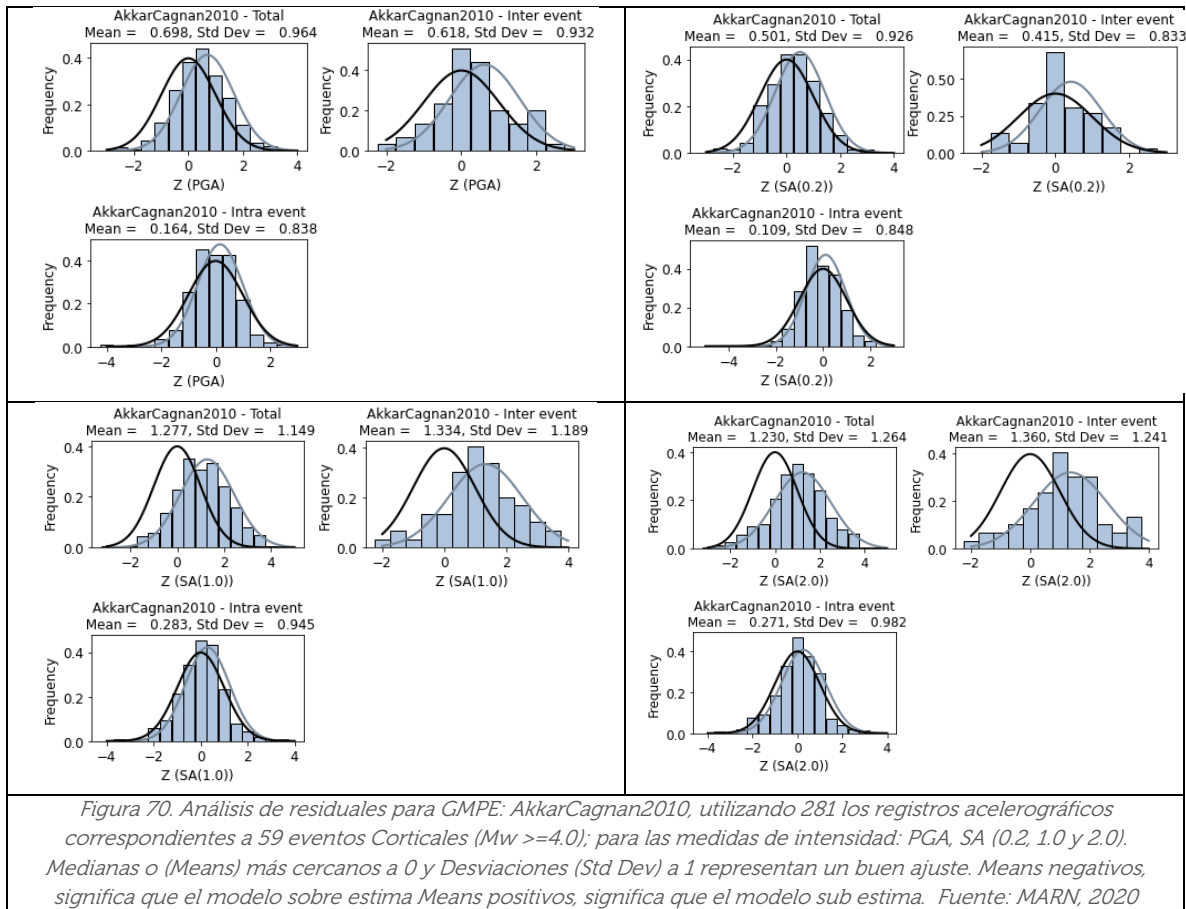


Figura 69. Análisis de residuales para GMPE: AkkarEtAlRhypp2014, utilizando 281 los registros acelerográficos correspondientes a 59 eventos Corticales ($M_w \geq 4.0$); para las medidas de intensidad: PGA, SA (0.2, 1.0 y 2.0). Medianas o (Means) más cercanos a 0 y Desviaciones (Std Dev) a 1 representan un buen ajuste. Means negativos, significa que el modelo sobre estima Means positivos, significa que el modelo sub estima. Fuente: MARN, 2020



De las gráficas anteriores, es claro observar que el modelo de GMPE [AkkarEtAIRhyp2014] obtenido con mejor desempeño (a través de los dos primeros métodos de Ranqueo), presentan los residuales más pequeños respecto al GMPE [AkkarCagnan2010] identificado con peor desempeño. Esto se evidencia tanto en los valores de variabilidad inter-evento e intra-evento; así como en la distribución de los residuales que se asemeja más a los de una curva Gaussiana o de distribución Normal.

Para comprender mejor los valores obtenidos, se debe conocer que, si la mediana resulta negativa, el modelo estaría prediciendo valores muy altos que los valores reales observados. En cambio, si la mediana resulta muy grande, entonces los valores predichos estarían siendo menores que los reales. Por otra parte, las desviaciones estándar, al ser más pequeñas que la unidad (1), indicaría que el modelo estaría subestimando la variabilidad de los movimientos del suelo; en cambio, si es mayor los estaría sobreestimando.

Para sacar mayor provecho del ajuste de residuales, se centrará en el valor de la mediana obtenido para cada modelo. Por lo que también serán tabulados para las 19 GMPEs; y se calificarán de acuerdo, a que tan alejado de la unidad están dichos valores. Esto ayudará

a mejorar la selección de los modelos hecha con las técnicas de Ranqueo, mostradas en la tabla 19. Por ello, en la tabla 20 y 21, se muestra el proceso seguido.

Tabla 20. Resultados de medianas obtenidas para los GMPEs con el ajuste de residuales

GMPEs	MEDIANA OBTENIDA DE AJUSTE DE RESIDUALES			
	PGA	SA (0.2 s)	SA (1.0 s)	SA (2.0 s)
AbrahamsonEtAl2014	-0.0652	-0.0201	0.6746	0.2549
AbrahamsonSilva2008	-0.8445	-0.6982	-0.2475	-0.2636
AkkarCagnan2010	0.6977	0.5012	1.2773	1.2300
AmeriEtAl2017Repi	0.0399	0.1698	0.6729	0.4162
AmeriEtAl2017Rjb	0.0134	0.1444	0.6485	0.3921
AkkarEtAlRhyp2014	-0.2032	-0.0160	0.4889	0.3061
AkkarEtAlRepi2014	-0.0075	0.1700	0.6242	0.4155
AkkarEtAlRjb2014	-0.0681	0.1150	0.5933	0.3827
BergeThierryEtAl2003SIGMA	-1.1947	-0.9835	-0.7401	-1.0477
BindiEtAl2014Rhyp	0.2397	0.3598	1.0787	0.6994
BindiEtAl2014Rjb	0.2515	0.3621	1.1106	0.7373
BooreAtkinson2011	-0.3440	-0.0706	0.1721	0.0246
BooreEtAl2014	-0.0036	0.2587	0.8296	0.7318
Bradley2013	-0.0787	0.2506	0.6580	0.6224
CauzziFaccioli2008	-0.0292	0.2458	0.6898	0.2836
CauzziEtAl2014	-0.0653	0.2366	0.6445	0.4366
ChiouYoungs2014	0.1004	0.1900	0.6823	0.5781
Lin2009	-0.2516	-0.1708	0.8964	0.8258
ZhaoEtAl2006Asc	-0.2290	-0.2293	0.4755	0.3580

Tabla 21. Proceso de calificación de GMPEs con el ajuste de residuales, medianas más cerca de la unidad

GMPEs	RESTARLE LA UNIDAD				PESOS OBTENIDOS (MAYOR CERCANO A UNO)				SUMA
	PGA	SA (0.2 s)	SA (1.0 s)	SA (2.0 s)	PGA	SA (0.2 s)	SA (1.0 s)	SA (2.0 s)	
AbrahamsonEtAl2014	0.9348	0.9799	0.3254	0.7451	14	18	9	18	59
AbrahamsonSilva2008	0.1555	0.3018	0.7525	0.7364	2	2	18	17	39
AkkarCagnan2010	0.3023	0.4988	-0.2773	-0.2300	3	3	1	1	8
AkkarEtAlRepi2014	0.9601	0.8302	0.3271	0.5838	15	14	10	10	49
AkkarEtAlRhyp2014	0.9866	0.8556	0.3515	0.6079	17	15	12	12	56
AkkarEtAlRjb2014	0.7968	0.9840	0.5111	0.6939	9	19	16	15	59
AmeriEtAl2017Repi	0.9925	0.8300	0.3758	0.5845	18	13	14	11	56
AmeriEtAl2017Rjb	0.9319	0.8850	0.4067	0.6173	12	16	15	13	56
BergeThierryEtAl2003SIGMA	-0.1947	0.0165	0.2599	-0.0477	1	1	6	2	10
BindiEtAl2014Rhyp	0.7603	0.6402	-0.0787	0.3006	7	5	3	6	21
BindiEtAl2014Rjb	0.7485	0.6379	-0.1106	0.2627	6	4	2	4	16
BooreAtkinson2011	0.6560	0.9294	0.8279	0.9754	4	17	19	19	59
BooreEtAl2014	0.9964	0.7413	0.1704	0.2682	19	6	5	5	35
Bradley2013	0.9213	0.7494	0.3420	0.3776	11	7	11	7	36
CauzziEtAl2014	0.9708	0.7542	0.3102	0.7164	16	8	7	16	47
CauzziFaccioli2008	0.9347	0.7634	0.3555	0.5634	13	9	13	9	44
ChiouYoungs2014	0.8996	0.8100	0.3177	0.4219	10	11	8	8	37
Lin2009	0.7484	0.8292	0.1036	0.1742	5	12	4	3	24
ZhaoEtAl2006Asc	0.7710	0.7707	0.5245	0.6420	8	10	17	14	49

Finalmente, en la tabla 22 se muestran los resultados finales, juntando la información de la tabla 19 y haciendo una nueva suma de pesos; logrando identificar los GMPEs con mejores desempeños en la predicción, bajo las tres técnicas.

Tabla 22. GMPEs con mejores desempeños utilizando técnicas de ranqueo y de ajuste de residuales

No	GMPEs	LLH	EDR	RESIDUALES	SUMA
1	AkkarEtAlRhyp2014	145	145	59	349
2	AkkarEtAlRjb2014	127	145	56	328
3	AkkarEtAlRepi2014	144	126	56	326
4	AmeriEtAl2017Rjb	117	121	56	294
5	BooreAtkinson2011	58	171	59	288
6	AmeriEtAl2017Repi	125	98	49	272
7	CauzziEtAl2014	153	62	44	259
8	AbrahamsonEtAl2014	85	113	59	257
9	AbrahamsonSilva2008	107	104	39	250
10	ZhaoEtAl2006Asc	95	76	49	220
11	Bradley2013	48	117	36	201
12	CauzziFaccioli2008	103	49	47	199
13	ChiouYoungs2014	63	70	37	170
14	BindiEtAl2014Rhyp	92	49	21	162
15	BindiEtAl2014Rjb	70	70	16	156
16	BooreEtAl2014	45	74	35	154
17	Lin2009	12	85	24	121
18	BergeThierryEtAl2003SIGMA	69	10	10	89
19	AkkarCagnan2010	52	25	8	85

A partir de esta tabla, se logra definir de nuevo cuales son los GMPEs con mejor desempeño; y que sea ajustan más a los registros acelerográficos correspondientes a la fuente sísmica cortical. Sin embargo, es necesario tener en cuenta que no se debe solamente seleccionar aquellos modelos que nos han arrojado un mejor desempeño, sino que también debe considerarse (como se mencionó antes) otros factores como la forma funcional y comportamiento de la GMPE, alineada a la consideración de la incertidumbre epistémica.

Por ejemplo, si todos los modelos de mejor desempeño se comportan de manera similar entre sí, entonces no lograríamos capturar adecuadamente la incertidumbre epistémica si los seleccionamos todos para el árbol lógico. Por esta razón, es importante verificar el ranqueo y los residuales (donde se aborda correctamente la incertidumbre aleatoria) y también la funcionalidad mediante el **análisis de escalamiento gráfico o sensibilidad** que pueda tener una GMPE con respecto a las magnitudes, distancias, mecanismos focales, etc.; para así apreciar cómo verdaderamente se comportan los modelos, los cuales estén siempre en correspondencia con el modelo de la fuente sísmica. En el siguiente apartado se abordará este análisis, mediante herramientas de SMTK Toolkit llamadas: *Trellis Plots*; donde se iniciará con gráficos sencillos a otros más complejos.

7.5.2.1. Análisis de escalamiento gráfico

7.5.2.1.1. Análisis por evento sísmico

Una vez visualizado los análisis de residuos se optó por hacer un chequeo de eventos sísmicos específicos. Lo anterior, con el objetivo de revisar que tan bien se predicen los movimientos de tierra y contrastarlos con las desviaciones típicas que los GMPEs presentan en su concepción.

Desde las figuras 71 a la 78 se muestran las comparaciones para tres eventos sísmicos importantes ocurridos en El Salvador; el 10 de octubre de 1986 (Mw 5.7), 13 de febrero de 2001 (Mw 6.6) y 10 de abril de 2017 (MW 4.8); seleccionando únicamente dos GMPEs (de las 19) específicas para visualizar el desempeño y donde se pueda estimar que la predicción se considera aceptable, para las medidas de intensidad PGA, SA (0.2, 1.0 y 2.0).

Por lo que se han considerado parámetros sísmicos generales de la fuente cortical (focales: dip: 90, rake: 0, Vs30 de la estación partir del mapa presentado en el apartado 7.4) y así obtener el valor predicho para cada GMPE. Adicionalmente en las gráficas se muestra las líneas de la GMPE predicha, en caso se utilizaría un VS30 de 760 m/s (condición de suelo firme), para que sirva de parámetro respecto a las condiciones del sitio y lo propuesto por la GMPE.

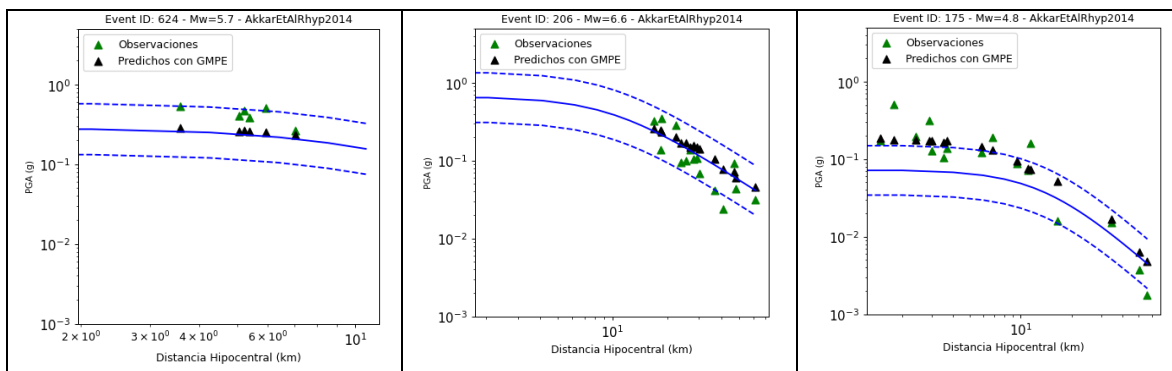


Figura 71. Análisis gráfico para PGA y los eventos corticales ocurridos el 10 de octubre de 1986 (Mw 5.7), 13 de febrero de 2001 (Mw 6.6) y 10 de abril de 2017 (MW 4.8). Utilizando GMPE: AkkarEtAIRhyp2014. Fuente: MARN, 2020

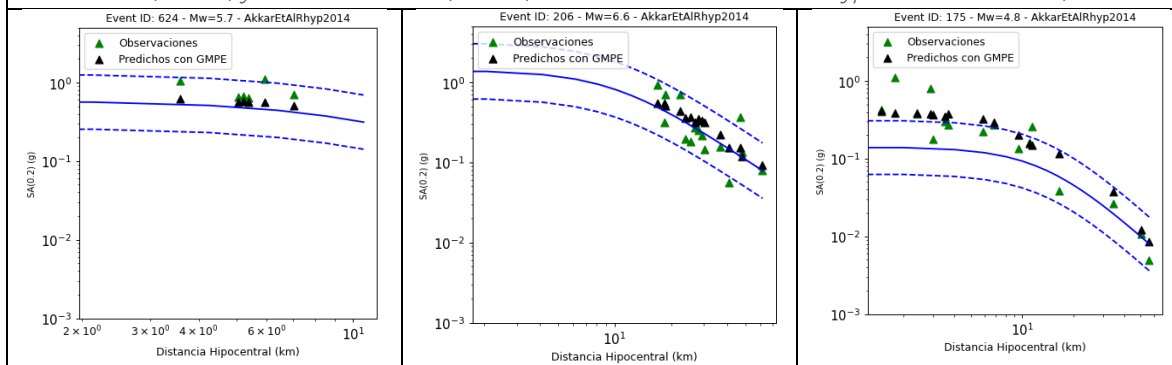


Figura 72. Análisis gráfico para SA (0.2s) y los eventos corticales ocurridos el 10 de octubre de 1986 (Mw 5.7), 13 de febrero de 2001 (Mw 6.6) y 10 de abril de 2017 (MW 4.8). Utilizando GMPE: AkkarEtAIRhyp2014. Fuente: MARN, 2020

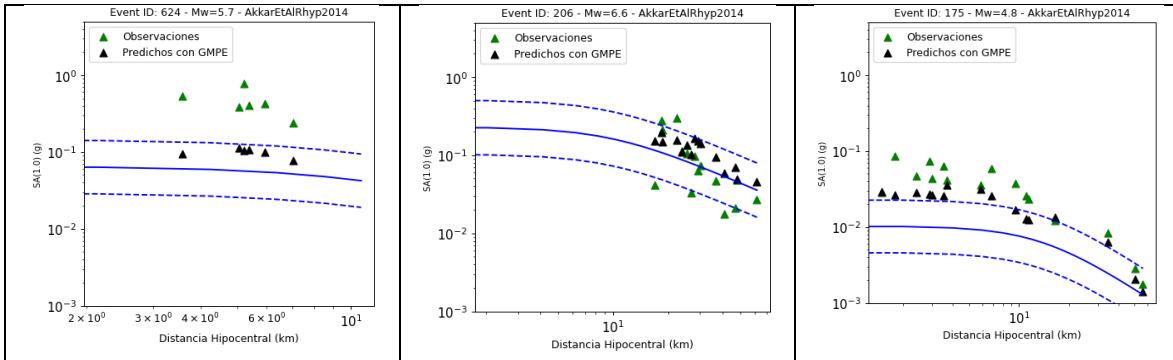


Figura 73. Análisis gráfico para SA (1.0 s) y los eventos corticales ocurridos el 10 de octubre de 1986 (Mw 5.7), 13 de febrero de 2001 (Mw 6.6) y 10 de abril de 2017 (MW 4.8). Utilizando GMPE: AkkarEtAIRhyp2014. Fuente: MARN, 2020

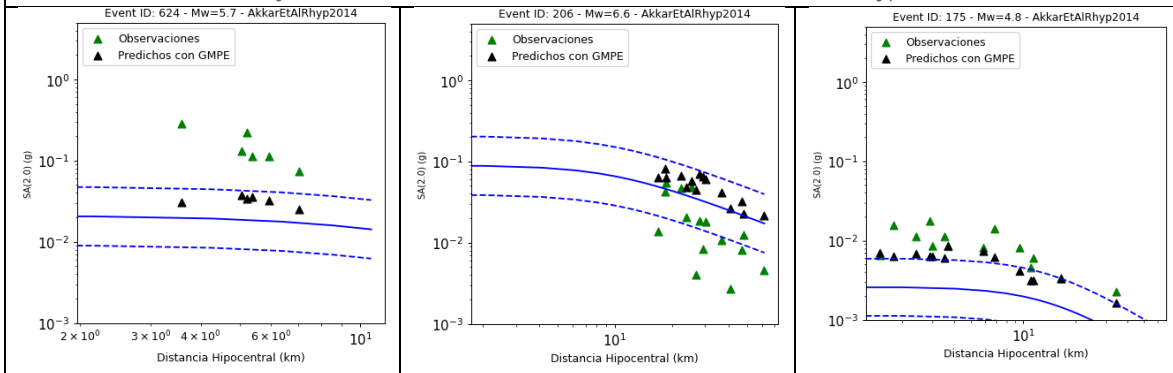


Figura 74. Análisis gráfico para SA (2.0 s) y los eventos corticales ocurridos el 10 de octubre de 1986 (Mw 5.7), 13 de febrero de 2001 (Mw 6.6) y 10 de abril de 2017 (MW 4.8). Utilizando GMPE: AkkarEtAIRhyp2014. Fuente: MARN, 2020

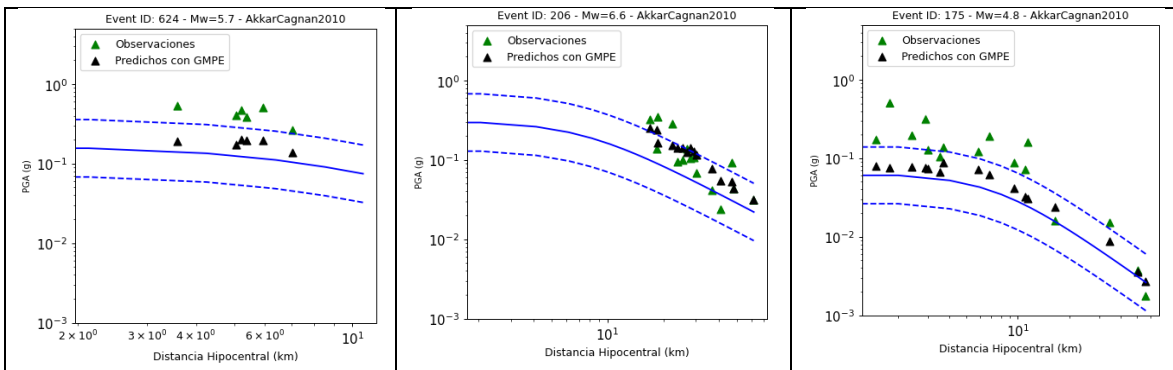


Figura 75. Análisis gráfico para PGA y los eventos corticales ocurridos el 10 de octubre de 1986 (Mw 5.7), 13 de febrero de 2001 (Mw 6.6) y 10 de abril de 2017 (MW 4.8). Utilizando GMPE: AkkarCagnan2010. Fuente: MARN, 2020

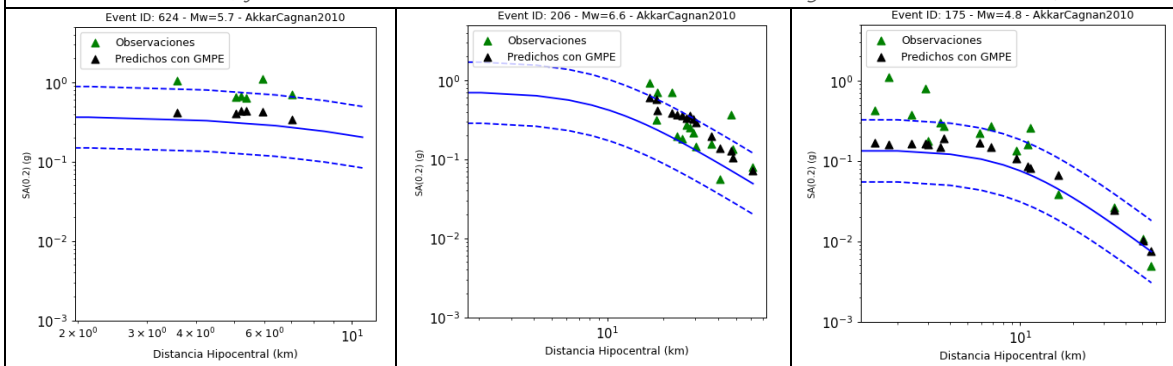


Figura 76. Análisis gráfico para SA (0.2s) y los eventos corticales ocurridos el 10 de octubre de 1986 (Mw 5.7), 13 de febrero de 2001 (Mw 6.6) y 10 de abril de 2017 (MW 4.8). Utilizando GMPE: AkkarCagnan2010. Fuente: MARN, 2020

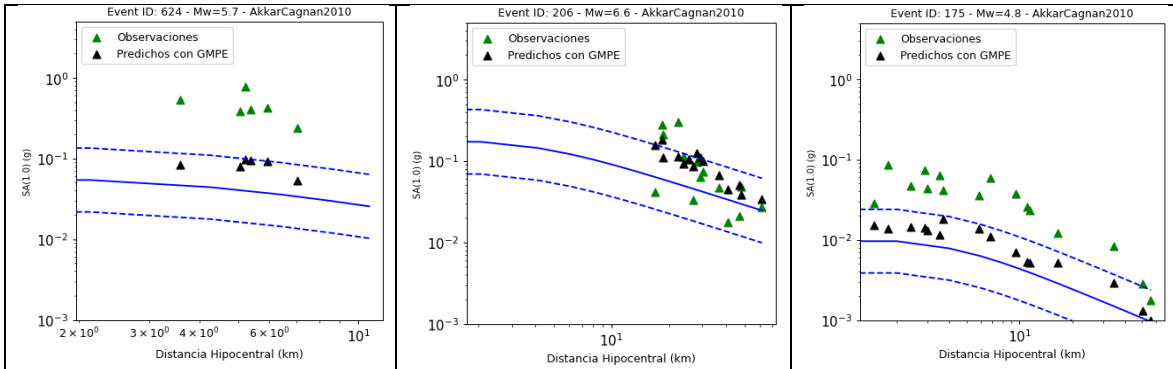


Figura 77. Análisis gráfico para SA (1.0 s) y los eventos corticales ocurridos el 10 de octubre de 1986 (Mw 5.7), 13 de febrero de 2001 (Mw 6.6) y 10 de abril de 2017 (MW 4.8). Utilizando GMPE: AkkarCagnan2010. Fuente: MARN, 2020

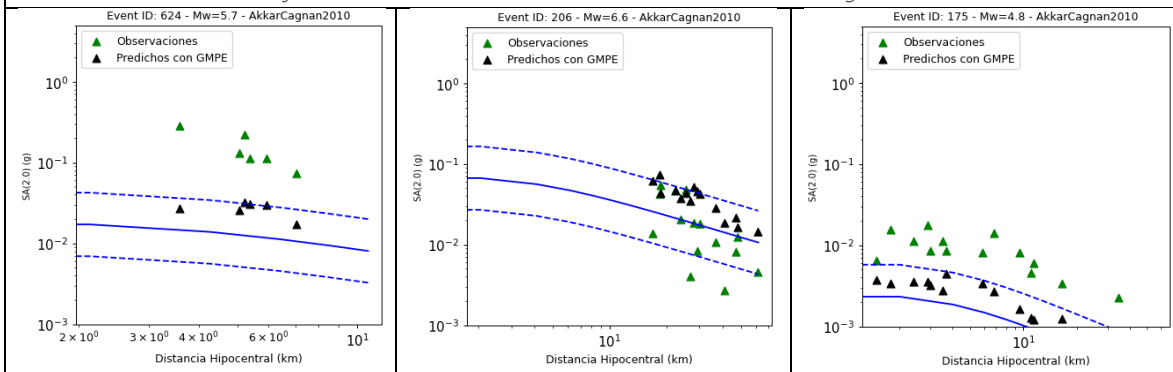


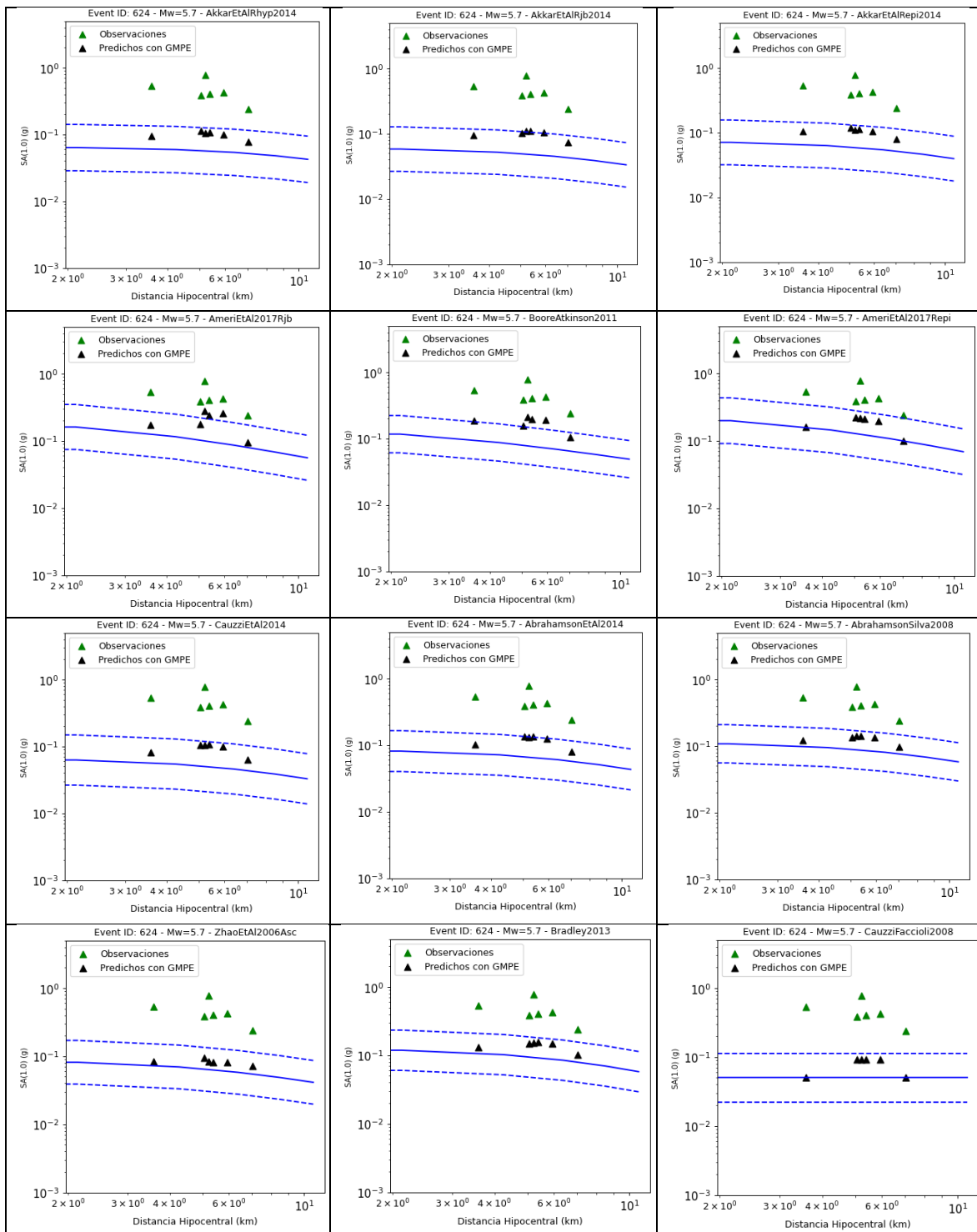
Figura 78. Análisis gráfico para SA (2.0 s) y los eventos corticales ocurridos el 10 de octubre de 1986 (Mw 5.7), 13 de febrero de 2001 (Mw 6.6) y 10 de abril de 2017 (MW 4.8). Utilizando GMPE: AkkarCagnan2010. Fuente: MARN, 2020

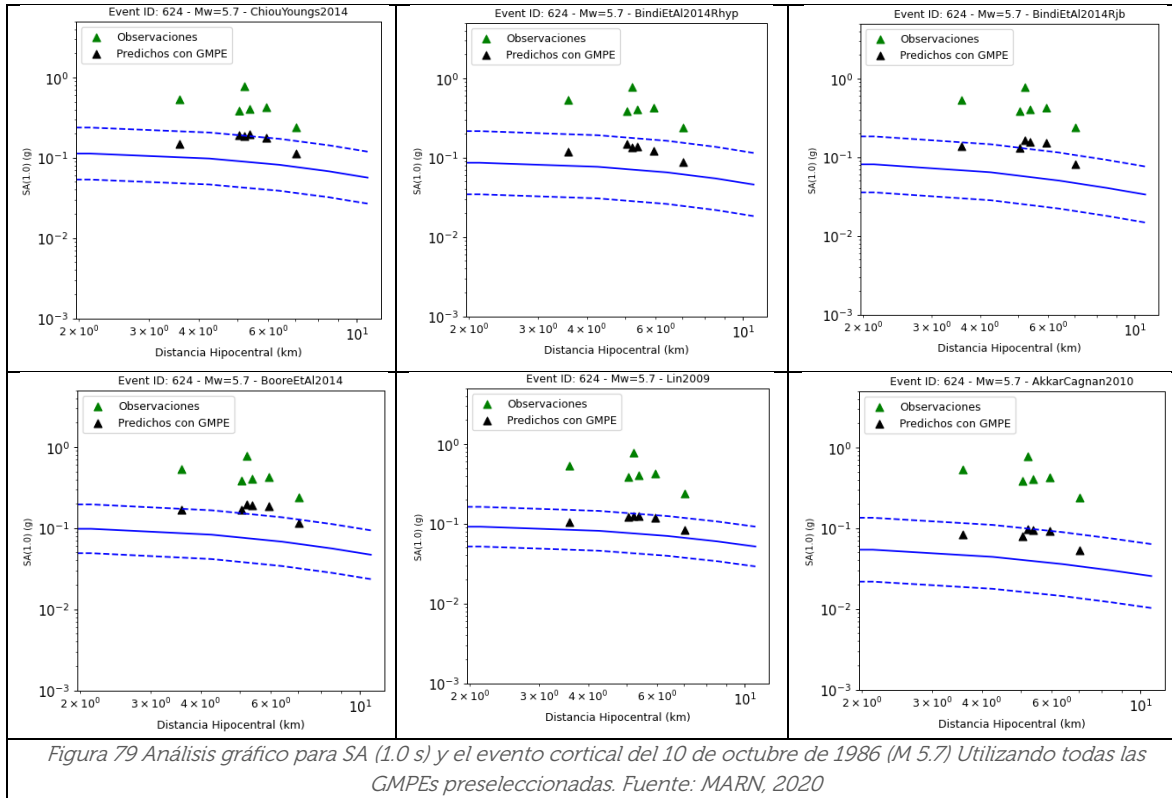
De estos resultados, es evidente que para el rango de períodos cortos (menor a 0.2 seg) los GMPEs evaluados, presentan una predicción aceptable a los valores observados de los registros acelerográficos. Sin embargo, no se puede decir lo mismo respecto al rango de períodos largos, donde se observa una fuerte subestimación en los valores de aceleración espectral (tanto en los GMPEs de mejor y peor desempeño), lo cual debe de ponerse mucha atención, para evitar estimar los espectros de amenaza uniforme con una demanda sísmica reducida.

Cabe recordar, que si bien se utiliza un valor empírico y robusto de V_{s30} , el cual considera el efecto de amplificación del sitio, se estima que no se logra capturar el efecto de suelos blandos en la amplificación de las aceleraciones sobre las componentes de largo período. Por lo que, resulta evidente que se debe realizar un análisis de efecto de sitio utilizando siempre modelos empíricos, pero en esta ocasión, basados en los registros acelerográficos, ya que son estos los que proporcionan una radiografía de lo que sucede verdaderamente en la superficie, y permitirían tomar en cuenta estos factores de amplificación en el componente de período largo.

Adicionalmente, se debe tener en mente la consideración de la no-linealidad del suelo, lo cual se podría abordar mediante la utilización de modelos unidimensionales analíticos y características del comportamiento dinámico de las estructuras de suelo. En definitiva,

una manera ideal de sobrellevar este tópico, sería ejecutar una combinación entre ambos modelos y concatenar sus resultados, buscando siempre el aspecto conservador. Para fundamentar este punto, tal como se muestra en la figura 79, se ejecutó para la medida de intensidad de aceleración espectral SA (1.0 s), únicamente para el evento sísmico del 10 de octubre de 1986.





En esta figura 79, se puede apreciar que es evidente la subestimación de los valores. La GMPE de Ameri et al 2017 (derivada de registros acelerográficos ocurridos en Francia) es la que menos diferencia presenta entre los valores observados; sin embargo, siempre existe una subestimación del valor.

De igual manera, si bien la necesidad de factores de amplificación adecuados es apremiante, también no hay que dejar de lado situaciones relacionadas al evento sísmico como tal, como lo es el efecto de directividad o falla cercana de los sismos. Para ello, se sugiere considerar en estudios posteriores, modelos de atenuación corticales que hayan sido concebidos considerando dicho efecto.

Para el sismo del 10 de octubre de 1986, del cual se ha estado analizando su desempeño en la predicción de sus ordenadas de aceleración espectral, se tiene sospecha que en algunas estaciones acelerográficas cercanas al epicentro, se pudo haber registrado en su señal el efecto: pulse-like (característico en estaciones que se emplazan en la dirección de propagación de la energía del sismo); lo cual se ha demostrado en otros escenarios, que se aportaría una mayor cantidad de energía a la respuesta en períodos largos.

En la figura 79, se puede observar un mapa representando los lóbulos de intensidad sísmica estimados para dicho sismo, aunado con la estimación de la proyección superficial de la posible falla que pudo haberse activado (donde su acimut es establecido de acuerdo a uno de los planos de falla obtenidos al determinarse su mecanismo focal).

Dado el movimiento lateral derecho de la falla, se asumiría que las estaciones del Centro de Investigaciones Geotécnicas (CIG) y el Instituto Geográfico Nacional (IG) presentarían en su registro acelerográfico (mejor apreciado en el registro de velocidad) una señal impulsiva (pulse-like). En dicha figura se muestran los extractos de las historias-tiempo de velocidad (a partir de su aceleración) de las estaciones antes mencionadas, así como también, su valor máximo de aceleración de terreno (PGA).

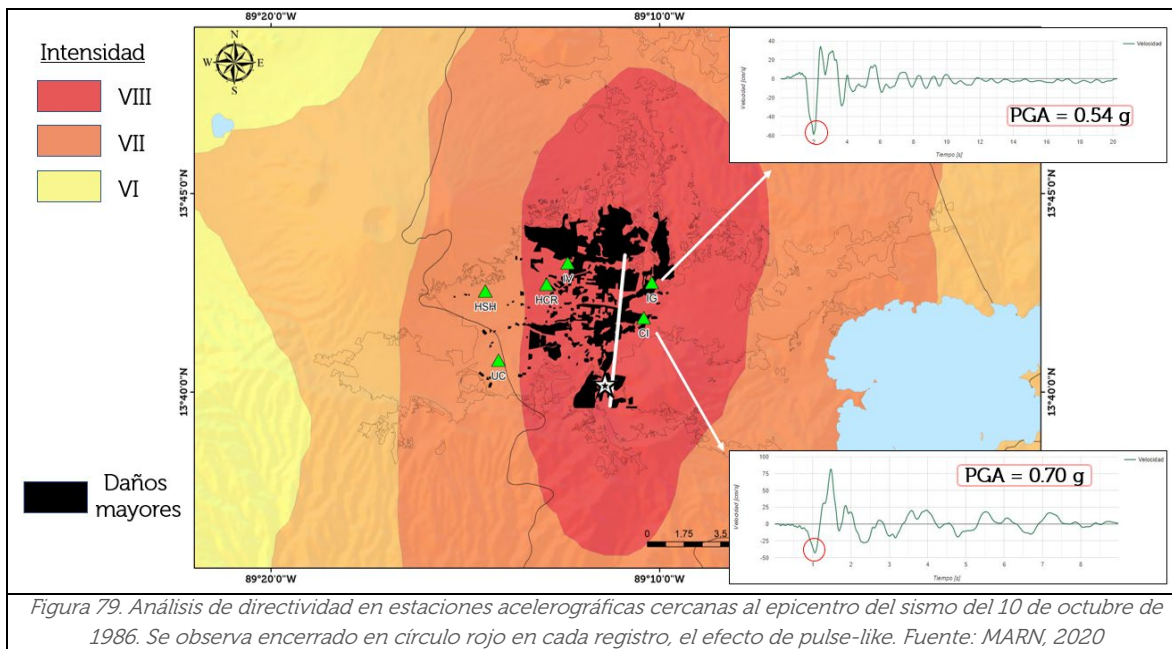


Figura 79. Análisis de directividad en estaciones acelerográficas cercanas al epicentro del sismo del 10 de octubre de 1986. Se observa encerrado en círculo rojo en cada registro, el efecto de pulse-like. Fuente: MARN, 2020

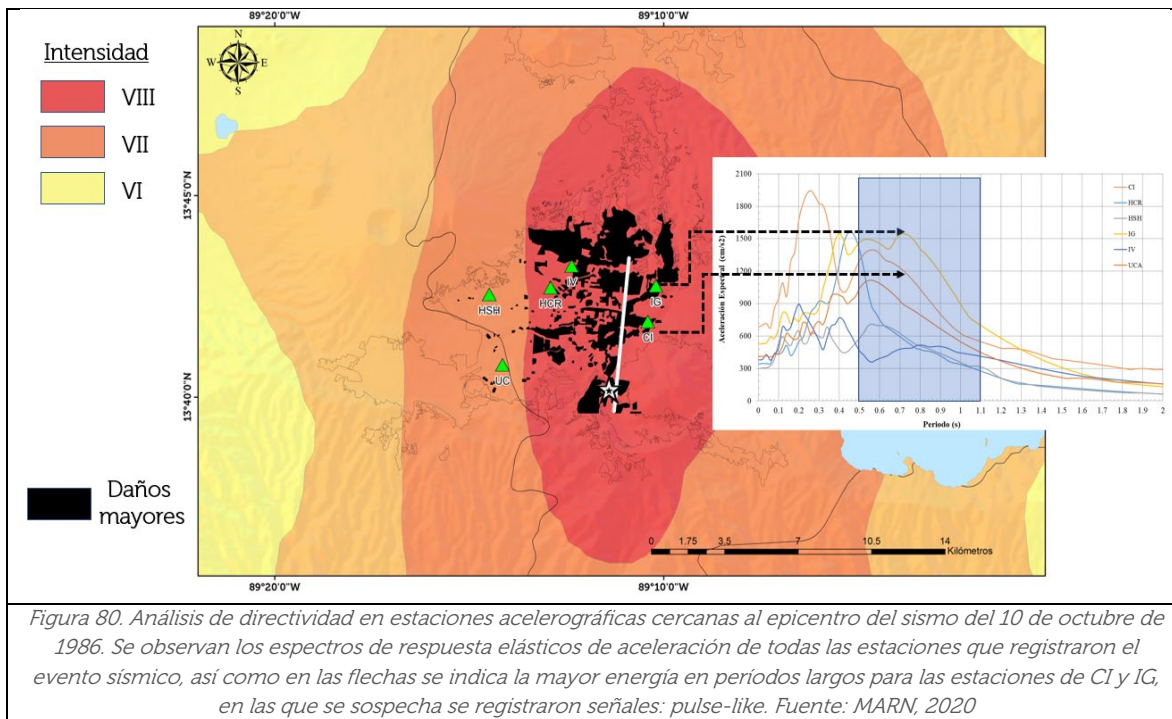


Figura 80. Análisis de directividad en estaciones acelerográficas cercanas al epicentro del sismo del 10 de octubre de 1986. Se observan los espectros de respuesta elástica de aceleración de todas las estaciones que registraron el evento sísmico, así como en las flechas se indica la mayor energía en periodos largos para las estaciones de CI y IG, en las que se sospecha se registraron señales: pulse-like. Fuente: MARN, 2020

Por otro lado, en la figura 80, se observa la adición de los espectros de respuesta elásticos de aceleración provenientes de los registros acelerográficos. En ellos se puede observar, que dichas estaciones presentan valores importantes de aceleración espectral, a partir de un período espectral de 0.5 segundos.

7.5.2.1.2. Utilización de Trellis Plots

Como se mencionaba anteriormente, este análisis de escalamiento gráfico, debe realizarse utilizando parámetros que sean consistentes con el modelo de la fuente sísmica; para ser congruente en la evaluación de la funcionalidad de las GMPEs. Por ejemplo, si dichos modelos incluyen terremotos en la corteza superficial activa hasta Mw 7, entonces la escala de los GMPE debe trazarse y evaluarse hasta Mw 7. Lo mismo se aplica a las condiciones del sitio (es decir, los valores Vs30), los parámetros focales y el rango de distancia considerado; deben ser consistentes con el rango de valores utilizados en el modelo de fuente sísmica.

Primeramente se realiza el análisis de escalamiento o sensibilidad entre la variación de la magnitud y la distancia de ruptura. La magnitud variará desde Mw 4.0 hasta Mw 7.6, lo que es congruente con las magnitudes esperadas tanto en la sismicidad suavizada como en las fallas geológicas (ver figura 66).

Desde la figura 81 hasta la 85 se observan las gráficas de escalamiento de las GMPEs respecto a las magnitudes (Mw 4, Mw 5, Mw 6, Mw 7 y Mw 7.6), exhibiendo las variaciones en las formas espectrales encontradas entre las aceleraciones (para medidas de intensidad: PGA, SA (0.2, 1.0 y 2.0 seg) y la distancia de ruptura. Los parámetros fijados para obtener estos escalamientos son los siguientes: a) profundidad focal de 10 km, vs30 de 760 m/s, un valor de ángulo dip: 90 grados, un valor de ángulo rake: 0 grados y un valor de parte superior de la profundidad de ruptura: 0 km.

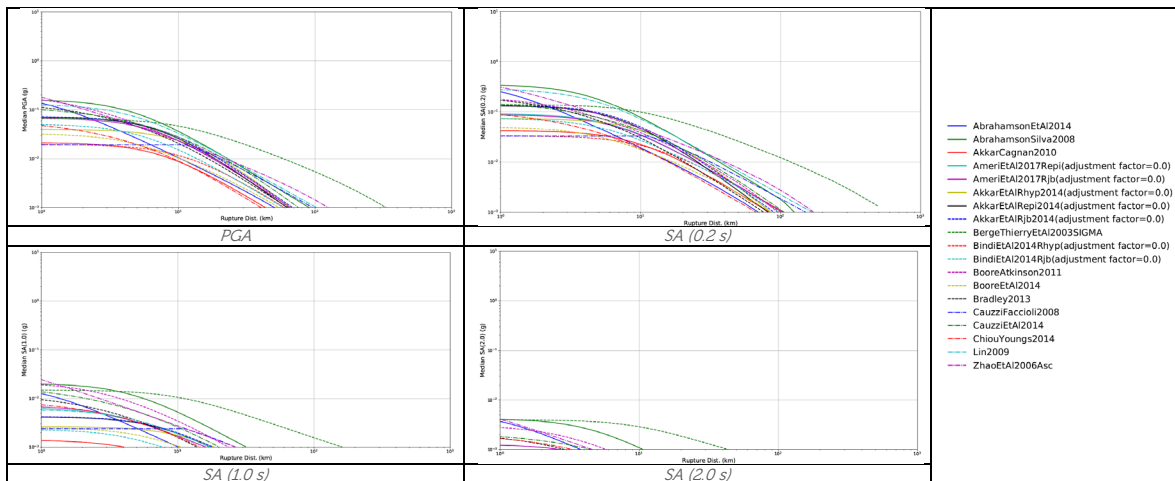
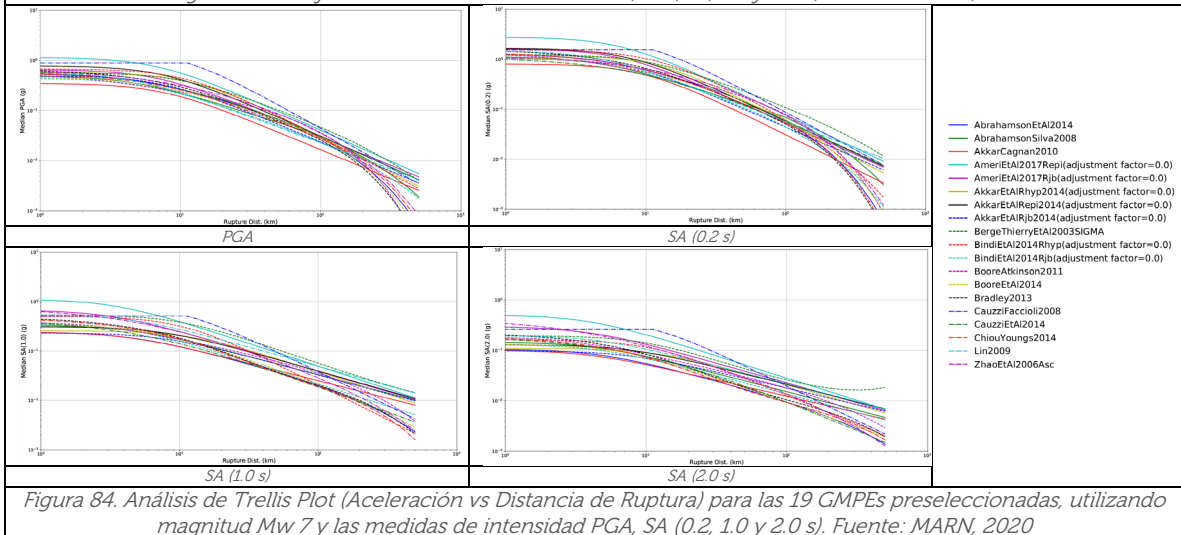
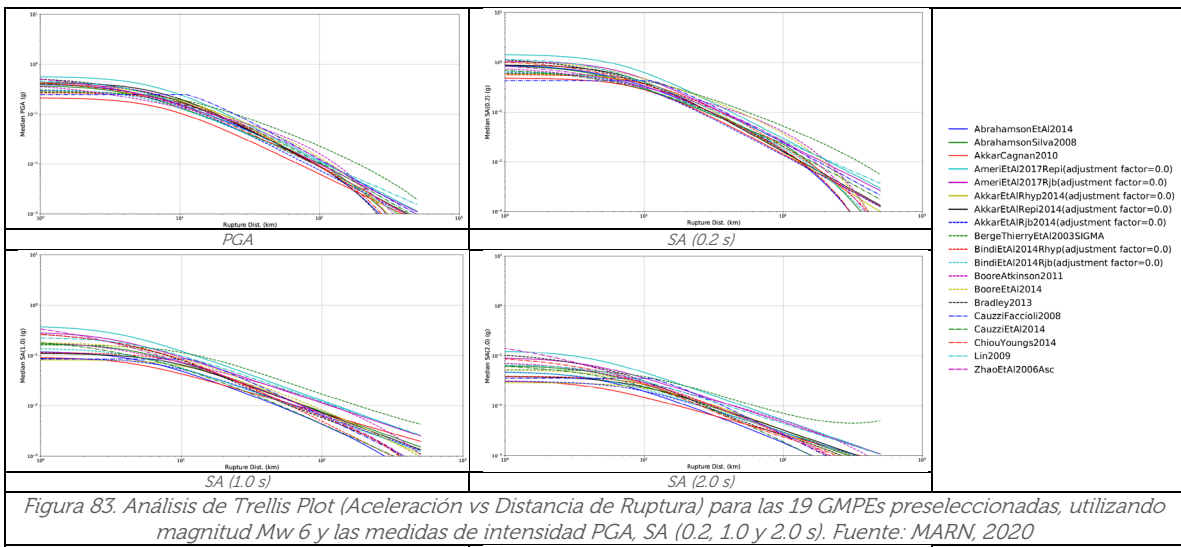
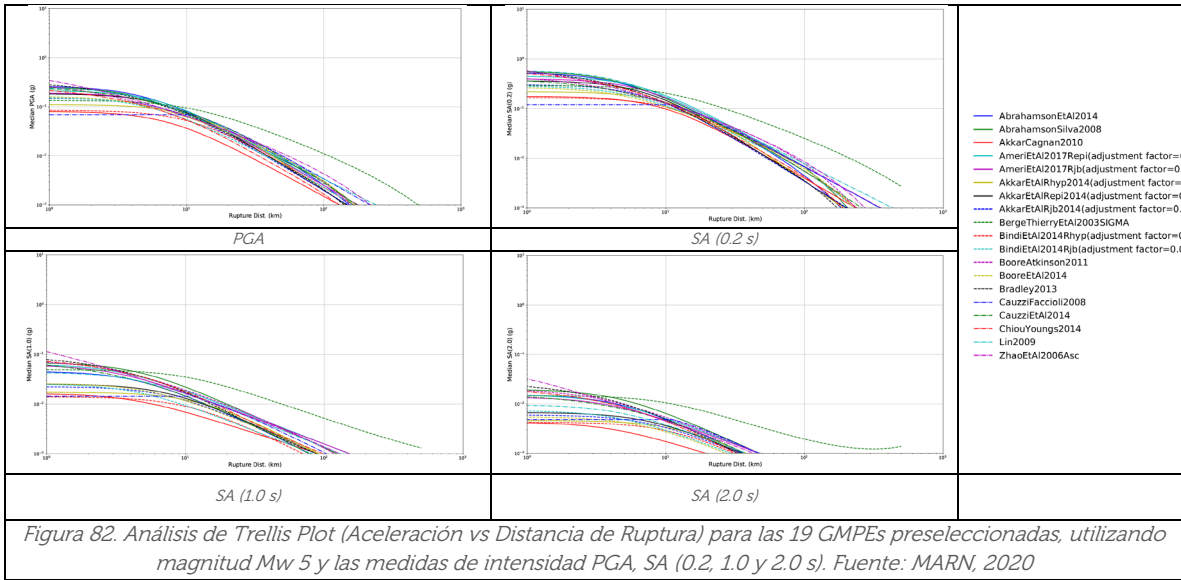
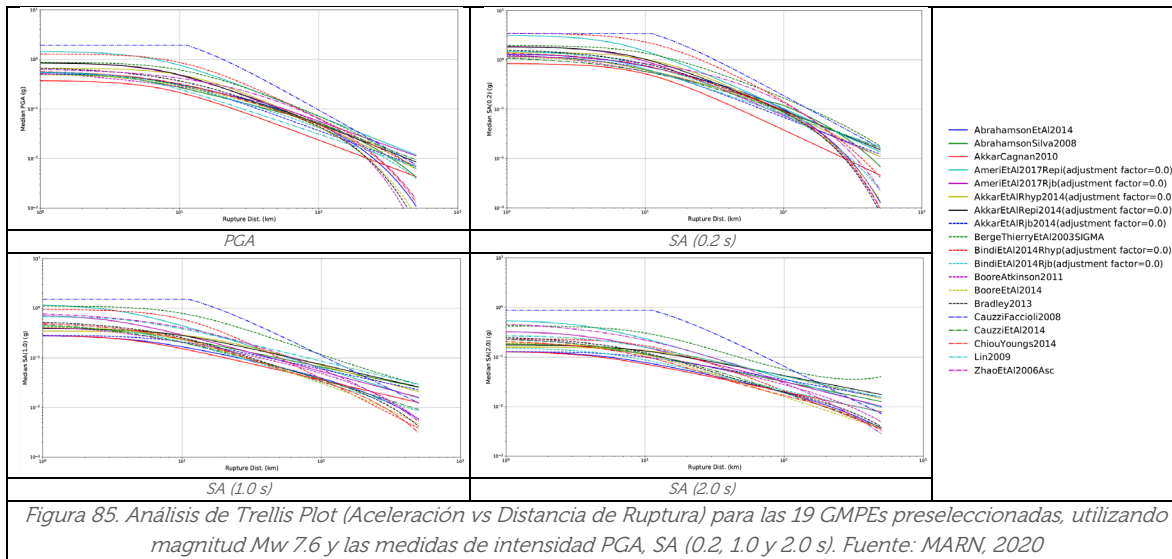


Figura 81. Análisis de Trellis Plot (Aceleración vs Distancia de Ruptura) para las 19 GMPEs preseleccionadas, utilizando magnitud Mw 4 y las medidas de intensidad PGA, SA (0.2, 1.0 y 2.0 s). Fuente: MARN, 2020





A partir del análisis de escalamientos mostrado en las figuras anteriores, se procede a seleccionar las GMPEs definitivas para ser utilizadas en el cálculo de la amenaza sísmica. Al observar las formas espectrales de las GMPEs, es evidente que algunas (tales como *BergeThierryEtAl2003SIGMA* y *AbrahamsonSilva2008*) presentan una funcionalidad no muy estable para magnitudes menores y podría sobreestimar valores de aceleración.

Otro ejemplo es el caso de las GMPEs: *AkkarEtAlRjB2014* y *BindiEtAl2014Rhyp*, las cuales para magnitudes mayores a Mw 6.0 tiende a sobrestimar los valores de aceleración en aproximadamente a un 50% del promedio de las demás GMPEs.

Otro caso peculiar es sobre la GMPE: *AmeriEtAl2017RjB*, la cual a simple vista se pudiese pensar que posee un comportamiento estable durante el análisis de escalamiento, sin embargo, esta GMPE presenta una clara subestimación en los valores de aceleración para período corto y a partir de los 100 km de distancia no logra atenuar su forma espectral como las demás GMPEs, donde este patrón no es común encontrarlo en sismos de carácter superficial.

En definitiva, y acompañado de todos los análisis explicados anteriormente, se seleccionaron solamente tres GMPEs para ser adheridas a los árboles lógicos para esta fuente superficial.

En el siguiente apartado se muestran dichas GMPEs seleccionadas, así como también los resultados obtenidos, tanto para la fuente de subducción interfase e intraplaca; las cuales fueron analizadas siguiendo la misma metodología planteada para la fuente cortical. El proceso de selección de GMPEs para las fuentes de subducción, no se muestra dentro de este documento, ya que su introducción extendería mucho el tamaño del mismo; por lo que se decidió no incorporarlo.

7.6. Cálculo de pesos para árboles lógicos

Una vez se obtuvo el insumo de los análisis de ranqueo, ajuste de residuales y la selección visual-manual con el análisis de la funcionalidad de las GMPEs a través del escalamiento gráfico; se procedió a otorgar pesos para los GMPEs con la idea de ubicarlos en las ramas del árbol lógico para evaluar la amenaza sísmica.

Cabe destacar que para la fuente superficial se seleccionaron tres GMPEs y para las fuentes de subducción, se seleccionaron únicamente dos GMPEs, tanto para la zona de interfase y de intraplaca.

En las tabla 23, 24 y 25 se observan las GMPEs seleccionadas con sus pesos obtenidos (sombreadas en amarillo) junto a las GMPEs y pesos establecidos en el proyecto CCARA 2017, para cada una de las fuentes sísmicas. Es preciso mencionar, que pudo haberse hecho una definición de pesos más precisa dados los resultados obtenidos de los análisis de Ranqueo (Distancia Euclidiana), sin embargo, dada la cantidad y variabilidad de los registros por cada fuente sísmica se decidió obtener solamente las tres GMPEs que más se ajustaban a los registros y se distribuyó el peso entre los tres modelos.

Tabla 23. Pesos propuestos para árbol lógico de GMPEs seleccionadas para la fuente superficial

No.	Proyecto CCARA – GEM (2017)		Actualización MARN (2020)	
	GMPEs	Peso en árbol lógico	GMPEs	Peso en árbol lógico
1	AbrahamsonEtAl2014	0.34	AkkarEtAlRhyp2014	0.34
2	AkkarEtAl2014	0.33	BooreAtkinson2011	0.33
3	CauzziEtAl2014	0.33	CauzziEtAl2014	0.33

Tabla 24. Pesos propuestos para árbol lógico de GMPEs seleccionadas para la fuente subducción interfase

No.	Proyecto CCARA – GEM (2017)		Actualización MARN (2019)	
	GMPEs	Peso en árbol lógico	GMPEs	Peso en árbol lógico
1	AbrahamsonEtAl2015	0.34	ZhaoEtAl2006SInter	0.33
2	YoungsEtAl1997	0.33	AbrahamsonEtAl2015SInter	0.33
3	ZhaoEtAl2006	0.33	YoungsEtAl1997SInter	0.34

Tabla 25. Pesos propuestos para árbol lógico de GMPEs seleccionadas para la fuente subducción intraplaca

No.	Proyecto CCARA – GEM (2017)		Actualización MARN (2019)	
	GMPEs	Peso en árbol lógico	GMPEs	Peso en árbol lógico
1	AbrahamsonEtAl2015	0.34	YoungsEtAl1997SSlab	0.34
2	Kanno2006	0.33	Kanno2006Deep	0.33
3	ZhaoEtAl2006	0.33	AbrahamsonEtAl2015SSlab	0.33

8. Resultados de Amenaza Sísmica

La ejecución de la evaluación probabilística de la amenaza sísmica se llevó a cabo en el software de OpenQuake Engine de GEM versión 3.9, el cual tiene un módulo específico para este tipo de análisis. Este es un software de código libre basado en un lenguaje de programación de Python. Este programa está orientado para poder determinar el riesgo sísmico a través de varios módulos, calculadoras y librerías computacionales, que definen los componentes del riesgo; ya sea vulnerabilidad y amenaza.

Las modelaciones de la amenaza sísmica se han desarrollado con una resolución espacial de 4 km, debido al tiempo y recursos necesarios para el procesamiento. Por lo que luego de obtener estos resultados, se hizo un resampleo del producto y se llevó a una resolución más fina de 1 km. Asimismo, se han realizado todas las ejecuciones considerando una condición de sitio basado en suelo firme, correspondiente a un valor de V_{s30} de 760 m/s. A continuación, en la figura 86 se muestra un mapa de El Salvador con los resultados obtenidos tras la ejecución de la amenaza sísmica probabilística, en términos de aceleraciones máximas de terreno (medida de intensidad: PGA) las cuales posee un 10 % probabilidad de exceder en un tiempo de investigación de 50 años (comúnmente asociado a la vida útil de una edificación), correspondiente a un período de retorno de 475 años.

Cabe recordar que este resultado fue obtenido siguiendo el enfoque de zona rígida (método Cornell-McGuire), utilizando tanto los modelos de fuente sísmica explicados y desarrollados en los capítulos anteriores (integración de fallas geológicas y sismicidad suavizada, probabilidades de ruptura de la subducción intraplaca, etc.) como los modelos de atenuación o ecuaciones de predicción obtenidos tras la caracterización y evaluación del movimiento fuerte de El Salvador (mostrado en el apartado 7, haciendo uso de registros acelerográficos propios de nuestro país).

En la figura 87 se observa una comparación entre los espectros de amenaza uniforme (UHS) en suelo firme ($V_{s30}=760$ m/s) obtenidos sobre una localidad en San Salvador, para un período de retorno de 475 años, obtenidos en este trabajo, del proyecto CCARA 2019, RESIS II, cuyas particularidades fueron abordadas en el capítulo 2 de este documento.

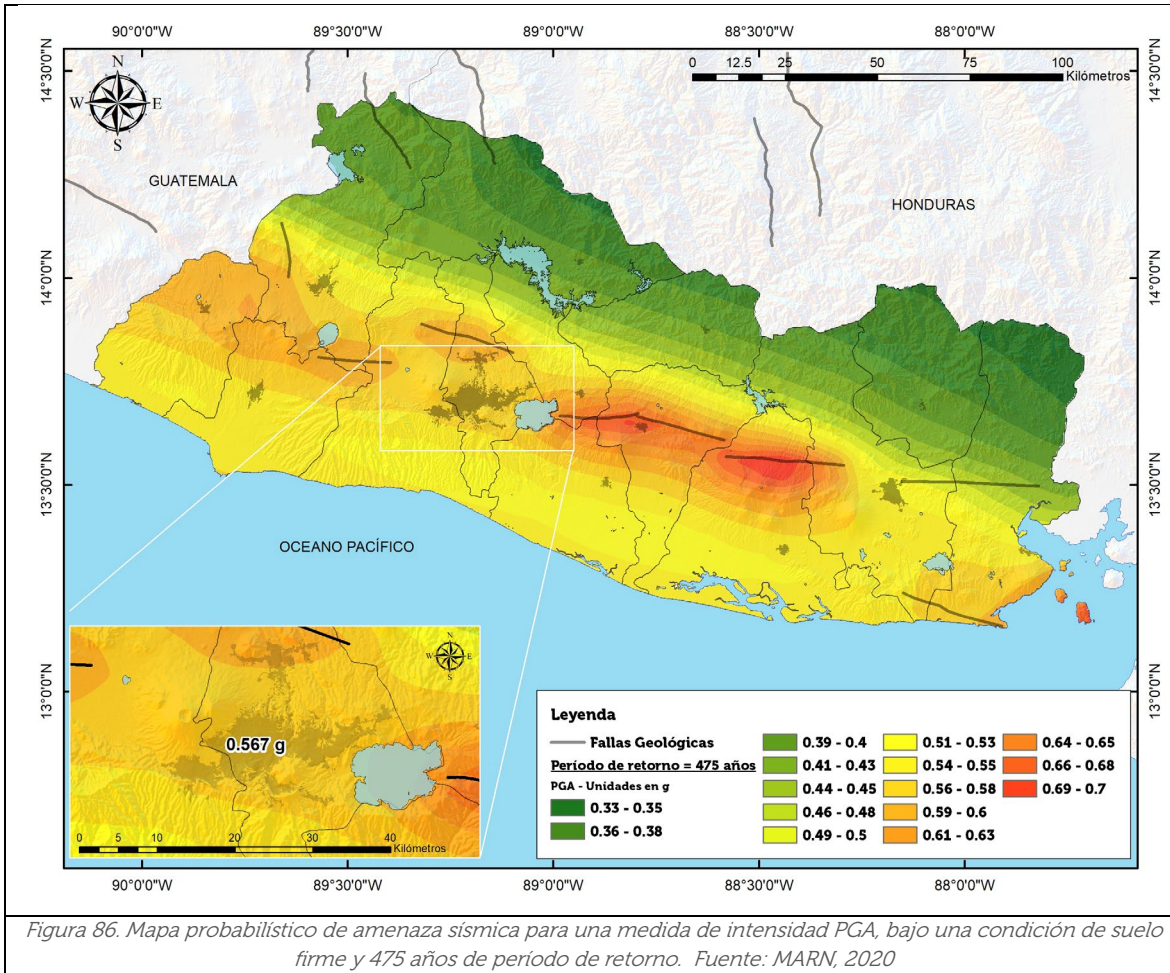


Figura 86. Mapa probabilístico de amenaza sísmica para una medida de intensidad PGA, bajo una condición de suelo firme y 475 años de periodo de retorno. Fuente: MARN, 2020

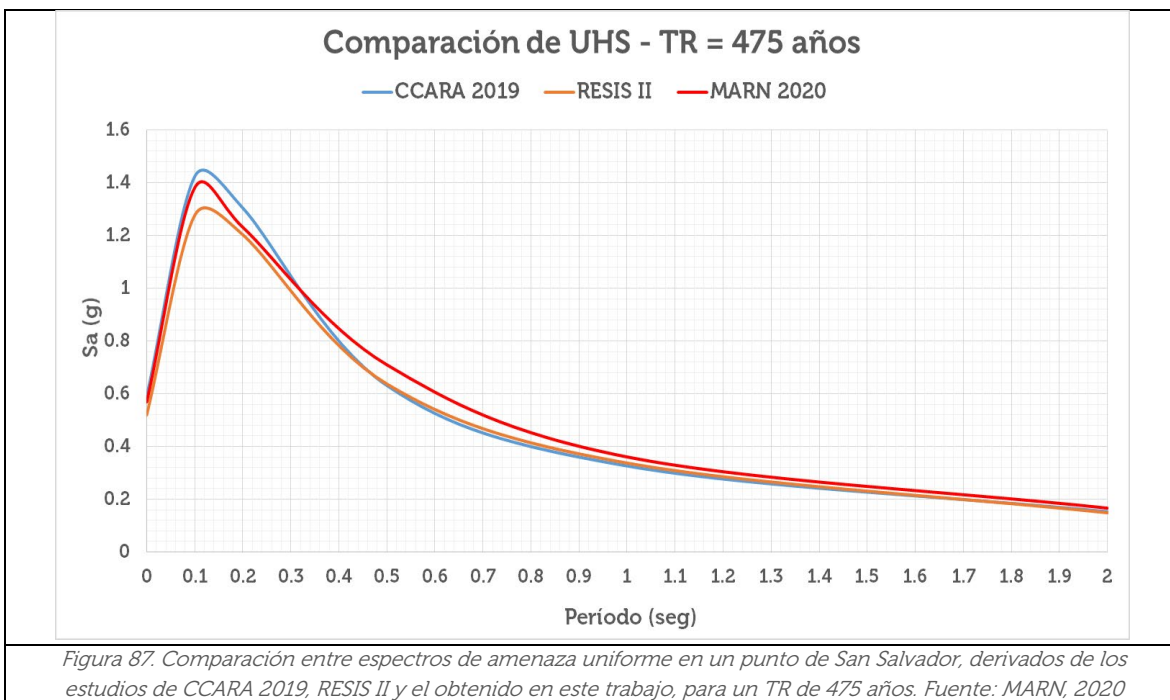


Figura 87. Comparación entre espectros de amenaza uniforme en un punto de San Salvador, derivados de los estudios de CCARA 2019, RESIS II y el obtenido en este trabajo, para un TR de 475 años. Fuente: MARN, 2020

Prácticamente, el UHS obtenido en este trabajo se encuentra entre las formas espectrales de los proyectos analizados, destacándose niveles de aceleración más altos a partir de períodos estructural del orden de 0.4 segundos.

En este mismo sentido, en la figura 88 se presentan los niveles de aceleración para la medida de intensidad de aceleración espectral de 0.2 segundos [SA (0.2 s)], para un período de retorno de 2475 años, asociados a un 2% de probabilidad de excedencia en un tiempo de investigación de 50 años (comúnmente asociado para diseñar estructuras importantes, tales como plantas nucleares, represas, etc.).

Estos valores son muy importantes conocer ya que en códigos sísmicos internacionales se asocian a los niveles de aceleración de terremotos máximos creíbles (MCE, siglas en inglés) y que ayudan a definir aceleraciones para el diseño sísmico y establecer el margen de seguridad contra el colapso de una estructura en particular, con el objetivo de obtener aceleraciones orientadas al cálculo del riesgo sísmico.

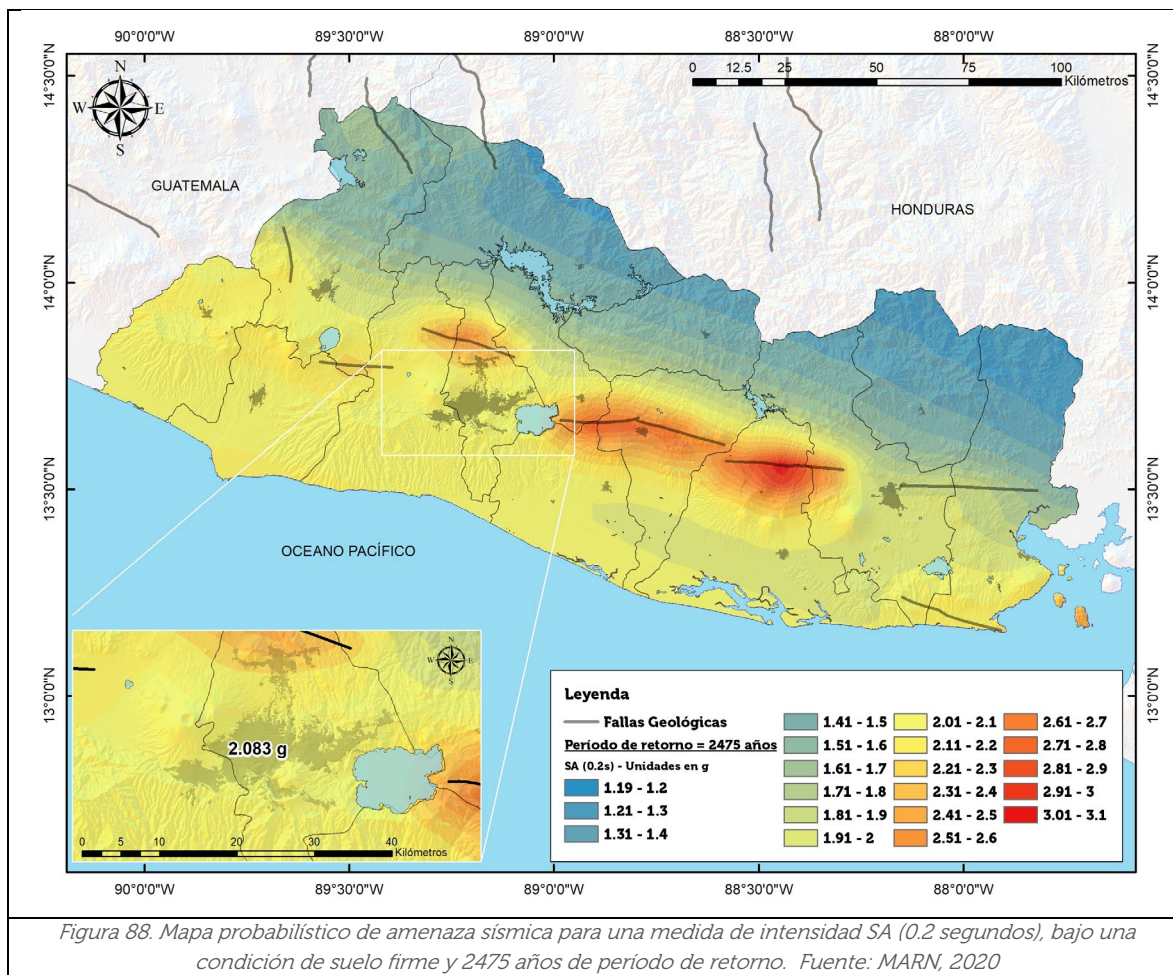
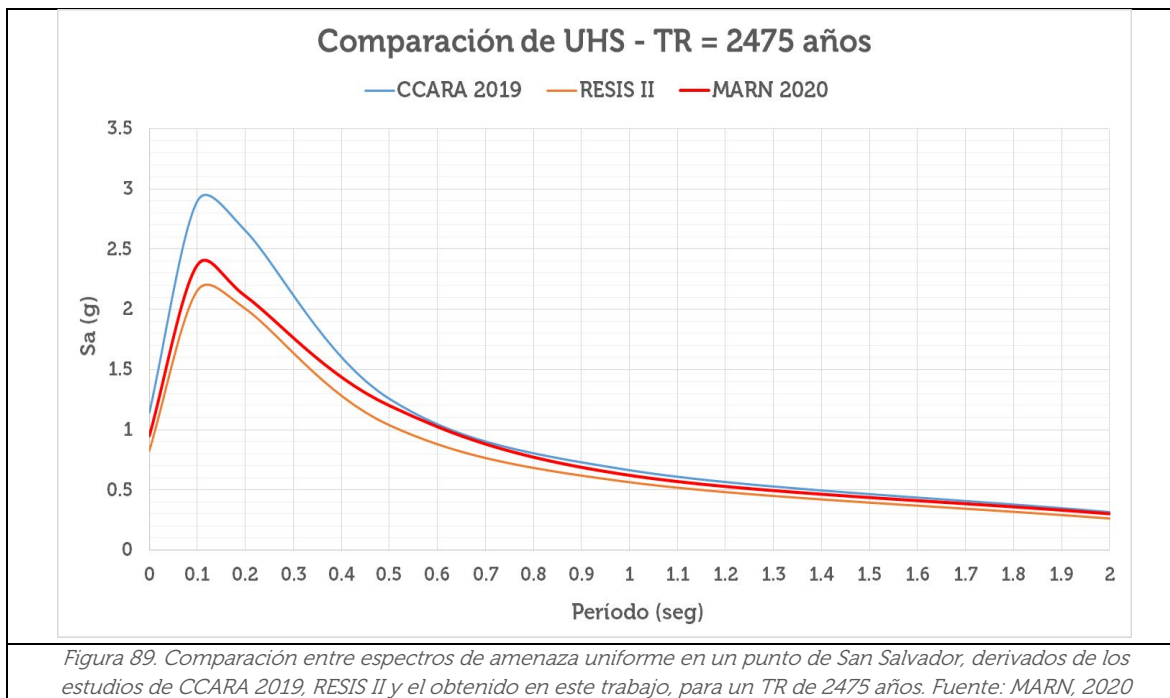


Figura 88. Mapa probabilístico de amenaza sísmica para una medida de intensidad SA (0.2 segundos), bajo una condición de suelo firme y 2475 años de período de retorno. Fuente: MARN, 2020

De igual manera, en la figura 89 se muestra la comparación de los espectros de amenaza uniforme para los proyectos de CCARA 2019 y RESIS II, junto con nuestros resultados.

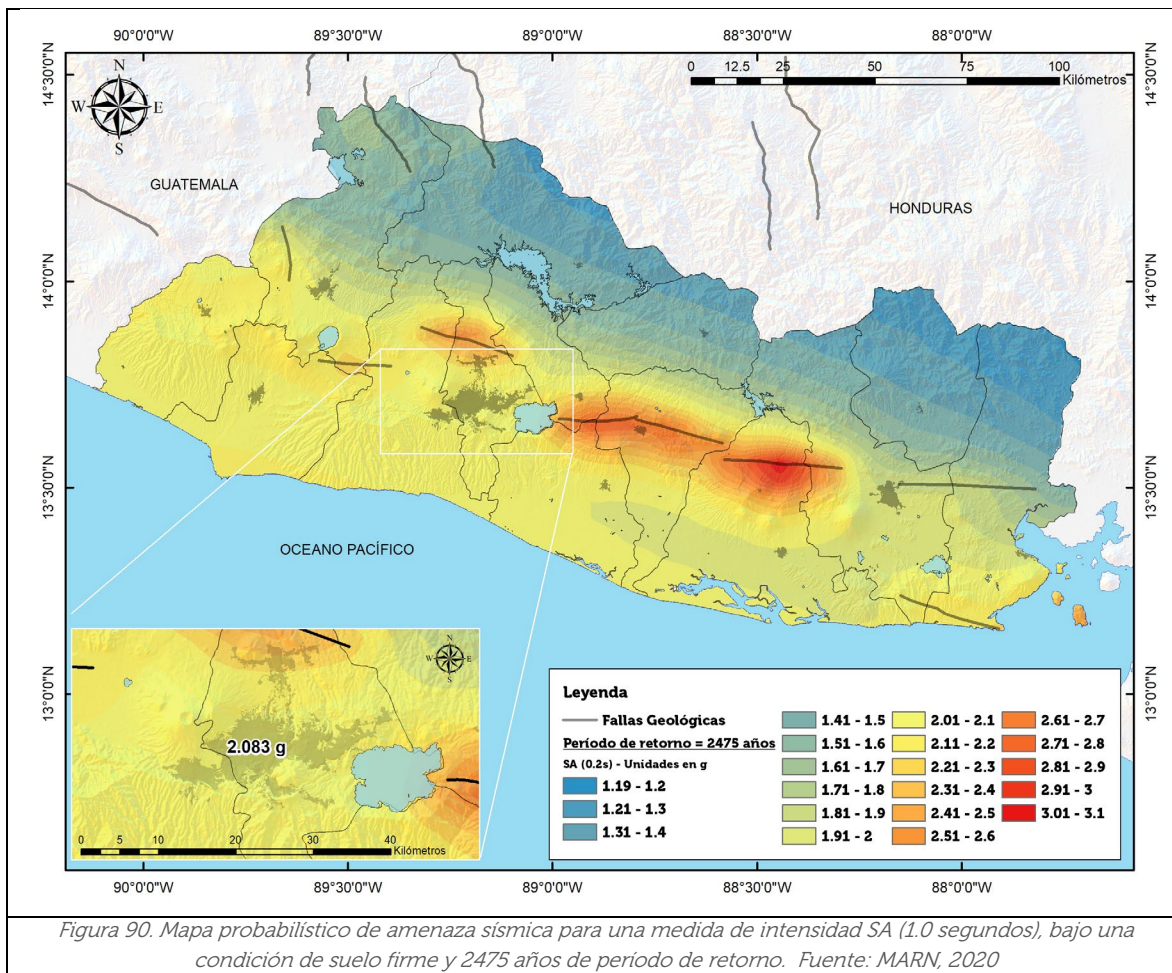


En esta figura es evidente el incremento de aceleración espectral en períodos cortos del UHS del proyecto CCARA 2019. Sin embargo, es interesante observar que para períodos largos (períodos estructurales mayores a los 0.5 segundos), existe una similar correspondencia en los valores de aceleración espectral; quedándose el UHS de RESIS II siempre por debajo de los otros dos espectros, a lo largo de toda la banda espectral.

En aras de obtener información valiosa para la obtención de espectros de diseño sísmico multiperíodo, se procedió a calcular otras medidas de intensidad y diferentes períodos de retorno, para que se alineen con los diferentes niveles de desempeño que una estructura debe de tener para soportar las sollicitaciones encontradas en este nuevo estudio de amenaza sísmica. Esto obligaría a poder obtener factores de amplificación para cada una de esas medidas de intensidad.

Fueron un total de 14 medidas de intensidad asociadas a 14 períodos estructurales, estos son los siguientes: PGA, SA (0.1s), SA (0.2s), SA (0.3s), SA (0.5s), SA (0.6s), SA (0.8s), SA (1.0s), SA (1.5s), SA (2.0s), SA (2.5s), SA (3.0s), SA (3.5s) y SA (4.0s). Respecto a los períodos de retorno, fueron evaluados un total de 7, estos son los siguientes: 17, 37, 73, 174, 475, 975 y 2475 años.

En la figura 90 se puede observar los resultados para la medida de intensidad de SA (1.0s), para un período de retorno de 2475 años. De estos mapas se destacan que las mayores demandas sísmicas en condición de suelo firme se presentan en períodos cortos, lo cual se podría observar en los diferentes espectros de amenaza uniforme y curvas de amenaza correspondientes para un sitio específico.



8.1. Espectros de amenaza uniforme

A continuación, en la figura 91 se muestran los espectros de amenaza uniforme (UHS) para 16 sitios a nivel nacional correspondientes a pozos donde se tiene información de la velocidad de corte de las diferentes subunidades que presenta el subsuelo. Estos UHS se han construido a través de la contribución de las tres fuentes sísmicas (cortical y subducción interfase e intraplaca), bajo una condición de suelo firme y período de retorno de 475 años.

En estos espectros se puede observar el importante nivel de aceleración concentrado en períodos cortos, donde en sitios más cercanos a la costa, la influencia sísmica de la fuente de subducción Intraplaca se vuelve más dominante y en sitios cercanos a las fallas geológicas en territorio, la sismicidad cortical es la que contribuye más a la amenaza; evidenciándose en los sismos de control determinados en el cálculo de la desagregación sísmica, mostrada más adelante.

Es importante aclarar, que cada una de las ordenadas del espectro UHS, presentan la misma probabilidad de excedencia en el tiempo de estudio analizado; convirtiéndolo en

un espectro muy conservador. Es decir, que en la realidad es muy difícil que el espectro de respuesta de un registro acelerográfico, logre cumplir con todos los niveles de aceleración del UHS durante el terremoto.

Por lo anterior, y para fines de diseño estructural es menester generar un espectro de diseño que sea representativo de un lugar, o bien, para la selección de registros acelerográficos para análisis dinámico de estructuras es necesario construir espectros medios condicionales, los cuales permiten inter-correlacionar diferentes períodos condicionados a un período de interés, considerando las incertezas procedentes de GMPEs evaluados.

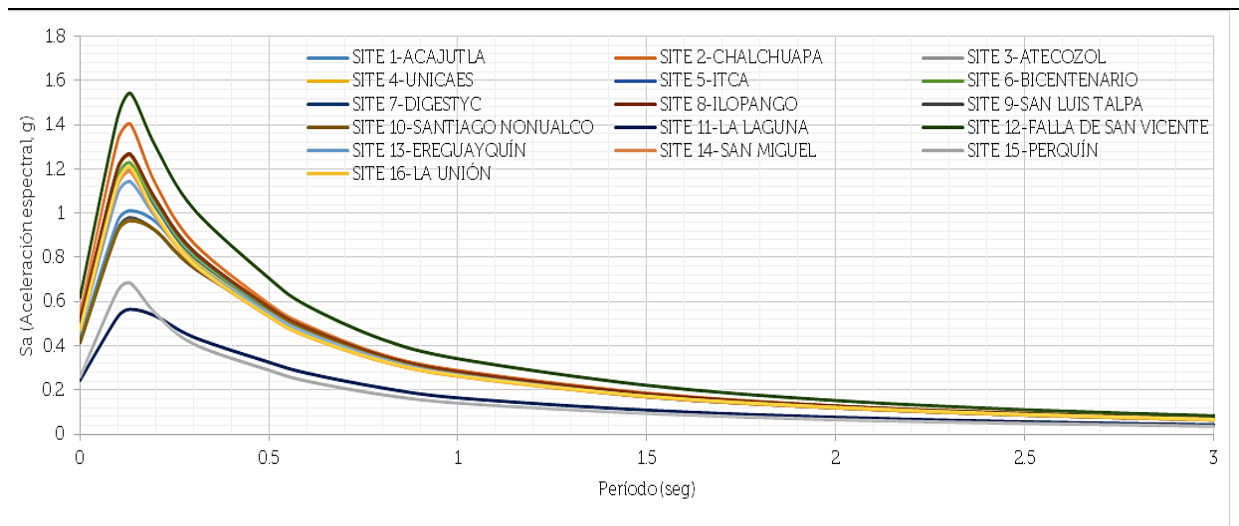


Figura 91. Espectros de amenaza uniforme considerando todas las fuentes (cortical, subducción intraplaca e interfase), bajo una condición de suelo firme y 475 años de período de retorno, para los 16 sitios donde existen pozos. Fuente: MARN, 2020

8.2. Curvas de amenaza en San Salvador

Un producto muy importante que resulta de la evaluación de la amenaza sísmica son las curvas de amenaza sísmica para un lugar específico, las cuales muestran la variación en la frecuencia media anual de cada uno de los niveles de aceleración y ayudan a construir los espectros de amenaza uniforme para determinados umbrales de períodos de retorno.

Estas curvas de amenaza también son muy funcionales al momento de generar espectros orientados al riesgo uniforme, ya que la pendiente que se deriva de dicha curva permite ser convolucionada con determinadas curvas de daño o fragilidad; y así poder tener niveles de demanda sísmica acordes a la capacidad (de acuerdo a su sistema estructural) que una edificación específica podría lograr absorber.

En la figura 92, se observan las curvas de amenaza calculadas para la ciudad de San Salvador para cinco medidas de intensidad y se trazan las líneas de frecuencia anual media correspondientes a los períodos de retorno de 475 y 2475 años.

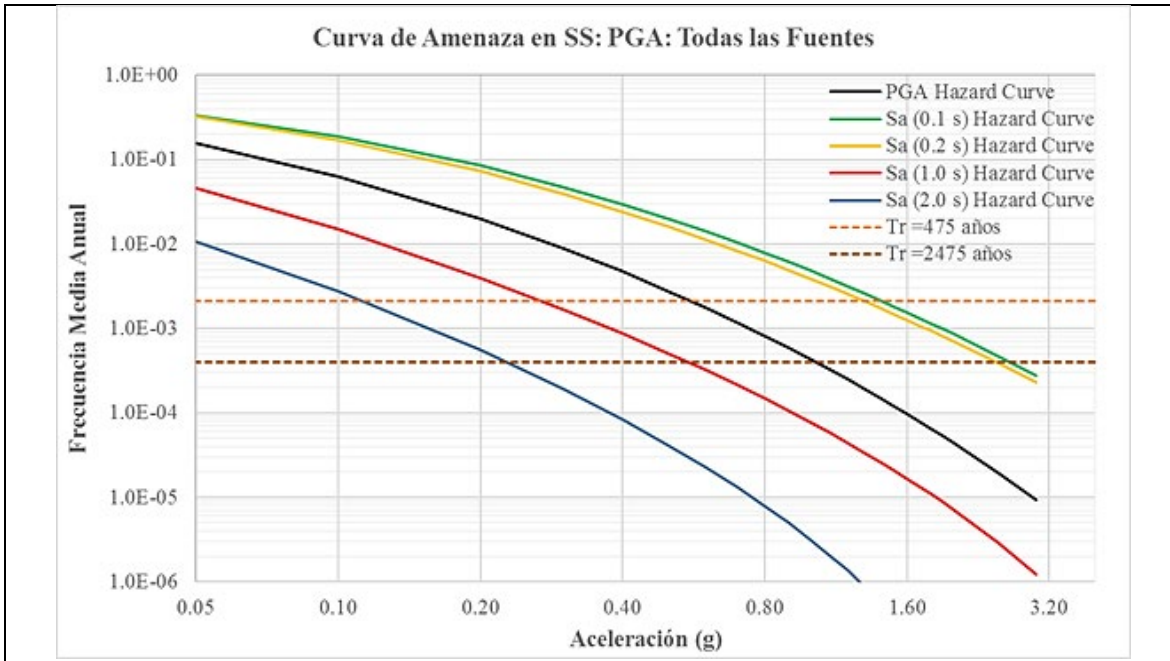


Figura 92. Curvas de amenaza para cinco medidas de intensidad, bajo una condición de suelo firme y 475 años de periodo de retorno. Fuente: MARN, 2020

8.3. Desagregación de amenaza sísmica

Para conocer cuáles son los escenarios sísmicos más importantes que contribuyen a la amenaza sísmica para un lugar en específico, una propia medida de intensidad y un período de retorno definido, es necesario realizar un cálculo de desagregación sísmica, con objeto de conocer cuál es el par (Magnitud y Distancia de Ruptura) más probable que ocurra en el tiempo de investigación analizado.

Por lo que se construyen gráficos tridimensionales donde se observan las contribuciones parciales de distintos intervalos de magnitud y distancia a los diferentes movimientos del terreno. Con ello, se trata de tener una idea de los sismos de control que más contribuyen a los movimientos de corto y largo periodo del movimiento.

Se seleccionó solamente una sola combinación (para las tres fuentes sísmica= de modelos de atenuación, correspondiente a aquella que poseía más peso dentro de los árboles lógicos. La combinación de GMPEs es la siguiente: cortical: **AkkarEtAlRhyp2014**, subducción intraplaca: **AbrahamsonEtAl2015SSlab** y subducción interfase: **YoungsEtAl1997SInter**.

Los resultados de desagregación sísmica se han obtenido para la ubicación de los 16 sitios donde existen pozos con información de estructura de velocidades de corte, donde se identifica la influencia de las dos fuentes sísmicas dominantes en la amenaza sísmica: cortical y subducción intraplaca. En cambio, la subducción interfase no acentuaba sismos de control para cada uno de los 16 sitios.

El cálculo se realizó para los siete períodos de retorno (17, 37, 73, 174, 475, 975 y 2475 años) y cuatro medidas de intensidad asociados a cuatro períodos estructurales [PGA, SA (0.1333s, 0.5s y 0.15s)], con el objetivo de abarcar las porciones de alta (5-10 Hz), media (1-5 Hz) y baja frecuencia (0.5-1 Hz) del UHS.

A manera de ejemplo, a partir de las figuras 93 a la 96, se muestran los resultados de desagregación sísmica para el sitio 1, correspondiente al pozo ubicado en Acajutla; para las cuatro medidas de intensidad y un período de retorno de 475 años. Es evidente, la influencia de la fuente de subducción intraplaca, con sismos del orden de Mw 7.5 y Mw 7.7, debido esencialmente por la localización del pozo, próximo a la costa, dejando sobre el sitio menor contribución de amenaza proveniente de sismos superficiales.

También es interesante observar la poca contribución que se tiene sobre el sitio de Acajutla, proveniente de eventos sísmicos con distancias de ruptura pequeñas, los cuales se asocian a sismos producidos en las fallas geológicas de la Zona de Falla de El Salvador.

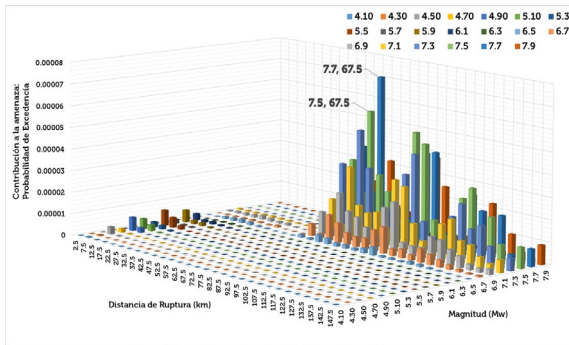


Figura 93. Desagregación sísmica para PGA y período de retorno: 475 años, en sitio 1: Acajutla

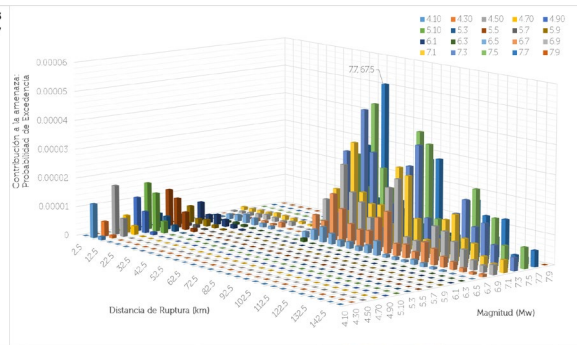


Figura 94. Desagregación sísmica para SA (0.1333 s) y período de retorno: 475 años, en sitio 1: Acajutla

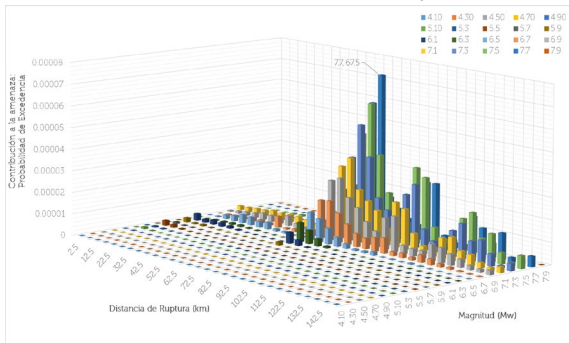


Figura 95. Desagregación sísmica para SA (0.5 s) y período de retorno: 475 años, en sitio 1: Acajutla

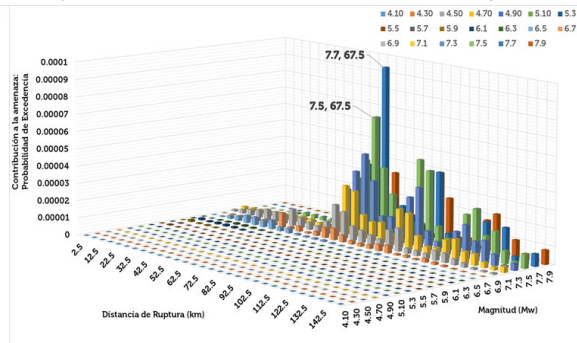


Figura 96. Desagregación sísmica para SA (1.5 s) y período de retorno: 475 años, en sitio 1: Acajutla

Por otro lado, en las figuras que van de la 97 a la 100, se observan los resultados de desagregación sísmica para el sitio 7, correspondiente al pozo ubicado en DIGESTYC, San Salvador. En comparación con los resultados del sitio de Acajutla, es claro que en este sitio ubicado en San Salvador, la activación de las fallas geológicas superficiales predomina en la peligrosidad sísmica sobre el sitio, destacándose sismos moderados del orden de Mw 5.5 a Mw 6.7.

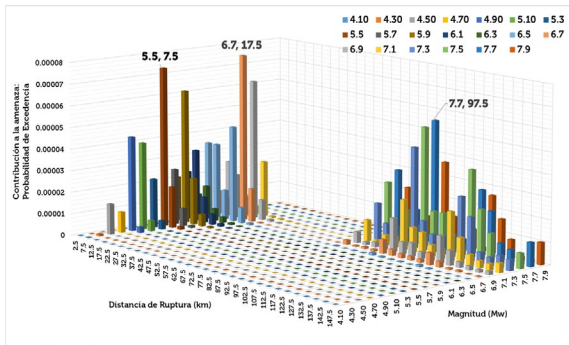


Figura 97. Desagregación sísmica para PGA y período de retorno: 475 años, sitio 7: DIGESTYC

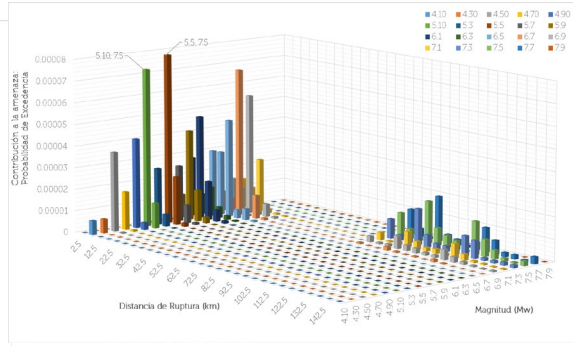


Figura 98. Desagregación sísmica para SA (0.1333 s) y período de retorno: 475 años, sitio 7: DIGESTYC

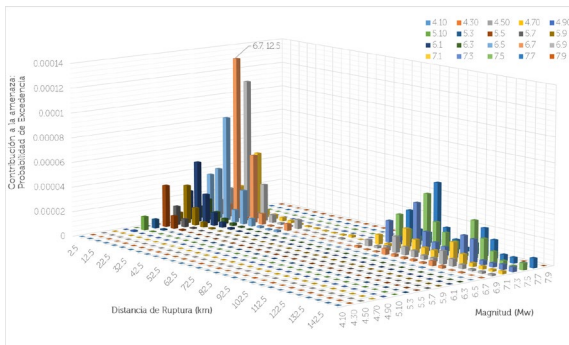


Figura 99. Desagregación sísmica para SA (0.5 s) y período de retorno: 475 años, sitio 7: DIGESTYC

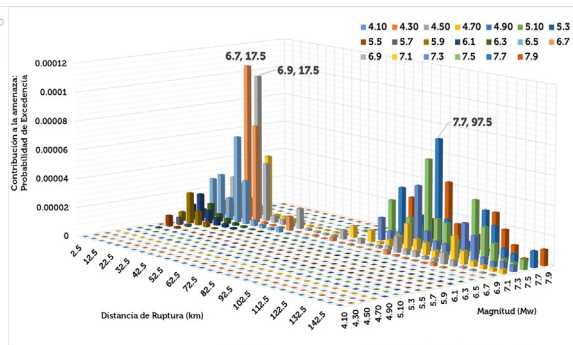


Figura 100. Desagregación sísmica para SA (1.5 s) y período de retorno: 475 años, sitio 7: DIGESTYC

De las figuras anteriores se puede destacar un dato importante, para el sitio de DIGESTYC (ubicado en San Salvador), específicamente para la medida de intensidad de PGA, un sismo de magnitud (Mw 6.7) presenta aproximadamente la misma contribución al peligro sísmico que la de un sismo de magnitud (Mw 5.5); atribuyéndose a diferentes fallas geológicas, dada su variabilidad en la distancia de ruptura (12.5 y 7.5 km; respectivamente).

8.3.1. Contribuciones

En resumen, en la tabla 26 se presentan los datos de contribución de cada fuente sísmica para un período de retorno de 475 años, las contribuciones de cada fuente sísmica a los 16 sitios de pozos, con el objetivo de identificar los sismos de control que contribuyen a la amenaza.

Adicionalmente, esta información es necesaria prepararla para que sea utilizada, por ejemplo, en el proceso de selección de registros acelerográficos para llevar a cabo análisis dinámicos de estructuras y adecuarlos o matchearlos a un espectro de diseño o espectro condicional, éste último, correspondiente a un período de retorno específico, o bien, sería muy funcional para escoger registros para que sean aplicados en el lecho rocoso, para luego ser propagados a través de una columna de suelo en el análisis analítico de amplificación del suelo.

Tabla 26. Contribuciones por fuente sísmica a la peligrosidad en 16 sitios de pozos

Medida de intensidad	Fuentes corticales	Fuente subducción interfase	Fuente subducción intraplaca	Fuentes corticales	Fuente subducción interfase	Fuente subducción intraplaca	Fuentes corticales	Fuente subducción interfase	Fuente subducción intraplaca
SITIO 1: ACAJUTLA									
PGA	8 %	10 %	82 %						
SA (0.1333 s)	14 %	4 %	82 %						
SA (0.5 s)	8 %	33 %	58 %						
SA (0.15 s)	27 %	39 %	33 %						
SITIO 2: CHALCHUAPA									
PGA	73 %	0 %	27 %						
SA (0.1333 s)	84 %	0 %	16 %						
SA (0.5 s)	68 %	2 %	30 %						
SA (0.15 s)	78 %	5 %	18 %						
SITIO 3: ATECOZOL									
PGA	48 %	1 %	51 %						
SA (0.1333 s)	62 %	0 %	38 %						
SA (0.5 s)	41 %	11 %	48 %						
SA (0.15 s)	57 %	16 %	28 %						
SITIO 4: UNICAES									
PGA	66 %	0 %	34 %						
SA (0.1333 s)	79 %	0 %	21 %						
SA (0.5 s)	62 %	3 %	35 %						
SA (0.15 s)	76 %	5 %	19 %						
SITIO 5: ITCA									
PGA	53 %	0 %	47 %						
SA (0.1333 s)	66 %	0 %	34 %						
SA (0.5 s)	47 %	8 %	45 %						
SA (0.15 s)	61 %	13 %	26 %						
SITIO 6: BICENTENARIO									
PGA	57 %	0 %	43 %						
SA (0.1333 s)	70 %	0 %	30 %						
SA (0.5 s)	51 %	7 %	42 %						
SA (0.15 s)	64 %	11 %	25 %						
SITIO 7: DIGESTYC									
PGA	64 %	0 %	36 %						
SA (0.1333 s)	64 %	11 %	25 %						
SA (0.5 s)	59 %	4 %	36 %						
SA (0.15 s)	70 %	8 %	22 %						
SITIO 8: AEROPUERTO DE ILOPANGO									
PGA	63 %	0 %	37 %						
SA (0.1333 s)	75 %	0 %	25 %						
SA (0.5 s)	59 %	4 %	37 %						
SA (0.15 s)	70 %	8 %	22 %						
SITIO 9: SAN LUIS TALPA									
PGA	17 %	4 %	79 %						
SA (0.1333 s)	24 %	2 %	75 %						
SA (0.5 s)	21 %	21 %	58 %						
SA (0.15 s)	29 %	45 %	26 %						
SITIO 10: SANTIAGO NONUALCO									
PGA	11 %	6 %	83 %						
SA (0.1333 s)	16 %	3 %	81 %						
SA (0.5 s)	14 %	27 %	60 %						
SA (0.15 s)	32 %	33 %	35 %						
SITIO 11: LA LAGUNA									
PGA	17 %	0 %	83 %						
SA (0.1333 s)	21 %	0 %	79 %						
SA (0.5 s)	38 %	2 %	60 %						
SA (0.15 s)	72 %	2 %	26 %						
SITIO 12: FALLA DE SAN VICENTE									
PGA	85 %	0 %	15 %						
SA (0.1333 s)	91 %	0 %	9 %						
SA (0.5 s)	81 %	1 %	18 %						
SA (0.15 s)	83 %	4 %	13 %						
SITIO 13: EREGUAYQUÍN									
PGA	53 %	0 %	46 %						
SA (0.1333 s)	65 %	0 %	35 %						
SA (0.5 s)	52 %	7 %	41 %						
SA (0.15 s)	66 %	11 %	24 %						
SITIO 14: SAN MIGUEL									
PGA	64 %	0 %	36 %						
SA (0.1333 s)	76 %	0 %	24 %						
SA (0.5 s)	61 %	4 %	36 %						
SA (0.15 s)	75 %	6 %	20 %						
SITIO 15: PERQUÍN									
PGA	43 %	0 %	57 %						
SA (0.1333 s)	59 %	0 %	41 %						
SA (0.5 s)	51 %	0 %	49 %						
SA (0.15 s)	77 %	0 %	23 %						
SITIO 16: LA UNIÓN									
PGA	69 %	0 %	31 %						
SA (0.1333 s)	80 %	0 %	20 %						
SA (0.5 s)	68 %	3 %	29 %						
SA (0.15 s)	81 %	4 %	15 %						

8.3.2. Sismos de control

Una vez determinadas las contribuciones, se procede a determinar los escenarios o sismos de control para cada una de las fuentes sísmicas dominantes, las cuales resultaron ser: cortical y subducción intraplaca. En las tablas 27 y 28 se muestran los sismos de control para los sitios de Acajutla y DIGESTYC (ubicado en San Salvador); respectivamente, para cuatro medidas de intensidad y siete períodos de retorno.

Tabla 27. Sismos de control en sitio 1: Acajutla para los siete periodos de retorno

SITIO 1: ACAJUTLA														
PGA (g)	17 años - 95% en 50 años				PGA (g)	174 años - 25% en 50 años				PGA (g)	2475 años - 2% en 50 años			
0.102					0.303					0.714				
	Cortical		Subducción Intraplaca			Cortical		Subducción Intraplaca			Cortical		Subducción Intraplaca	
	Mw	Rjb	Mw	Rjb		Mw	Rjb	Mw	Rjb		Mw	Rjb	Mw	Rjb
PGA	4.5	12.5	6.7	67.5	PGA	5.1	7.5	7.7	67.5	PGA	5.5	7.5	7.7	67.5
SA (0.1333s)	4.1	12.5	6.7	67.5	SA (0.1333s)	4.5	7.5	7.7	67.5	SA (0.1333s)	5.5	7.5	7.7	67.5
SA (0.5s)	5.1	12.5	6.9	62.5	SA (0.5s)	5.5	7.5	7.7	67.5	SA (0.5s)	6.1	7.5	7.7	67.5
SA (1.5s)	5.5	12.5	6.9	62.5	SA (1.5s)	7.1	12.5	7.7	67.5	SA (1.5s)	7.1	12.5	7.7	67.5
PGA (g)	37 años - 75% en 50 años				PGA (g)	475 años - 10% en 50 años								
0.150					0.4									
	Cortical		Subducción Intraplaca			Cortical		Subducción Intraplaca			Cortical		Subducción Intraplaca	
	Mw	Rjb	Mw	Rjb		Mw	Rjb	Mw	Rjb		Mw	Rjb	Mw	Rjb
PGA	4.1	7.5	6.9	67.5	PGA	5.5	7.5	7.7	67.5					
SA (0.1333s)	4.1	7.5	6.9	67.5	SA (0.1333s)	4.5	7.5	7.7	67.5					
SA (0.5s)	5.5	12.5	7.7	62.5	SA (0.5s)	6.1	7.5	7.7	67.5					
SA (1.5s)	7.1	12.5	7.1	62.5	SA (1.5s)	7.1	12.5	7.7	67.5					
PGA (g)	73 años - 50% en 50 años				PGA (g)	975 años - 5% en 50 años								
0.211					0.545									
	Cortical		Subducción Intraplaca			Cortical		Subducción Intraplaca			Cortical		Subducción Intraplaca	
	Mw	Rjb	Mw	Rjb		Mw	Rjb	Mw	Rjb		Mw	Rjb	Mw	Rjb
PGA	4.5	7.5	7.7	67.5	PGA	5.5	7.5	7.7	67.5					
SA (0.1333s)	4.1	7.5	7.7	67.5	SA (0.1333s)	5.1	7.5	7.7	67.5					
SA (0.5s)	5.5	12.5	7.7	62.5	SA (0.5s)	6.1	7.5	7.7	67.5					
SA (1.5s)	6.7	17.5	7.7	62.5	SA (1.5s)	7.1	12.5	7.7	67.5					

Tabla 28. Sismos de control en sitio 7: DIGESTYC para los siete periodos de retorno

SITIO 7: DIGESTYC														
PGA (g)	17 años - 95% en 50 años				PGA (g)	174 años - 25% en 50 años				PGA (g)	2475 años - 2% en 50 años			
0.118					0.350					0.836				
	Cortical		Subducción Intraplaca			Cortical		Subducción Intraplaca			Cortical		Subducción Intraplaca	
	Mw	Rjb	Mw	Rjb		Mw	Rjb	Mw	Rjb		Mw	Rjb	Mw	Rjb
PGA	4.1	7.5	6.9	97.5	PGA	6.7	12.5	7.7	97.5	PGA	6.7	12.5	7.7	97.5
SA (0.1333s)	4.1	7.5	6.9	97.5	SA (0.1333s)	5.1	7.5	7.7	97.5	SA (0.1333s)	5.5	7.5	7.7	97.5
SA (0.5s)	5.1	7.5	7.3	97.5	SA (0.5s)	6.7	12.5	7.7	97.5	SA (0.5s)	6.7	12.5	7.7	97.5
SA (1.5s)	6.7	22.5	7.1	97.5	SA (1.5s)	6.7	12.5	7.7	97.5	SA (1.5s)	6.9	12.5	7.7	97.5
PGA (g)	37 años - 75% en 50 años				PGA (g)	475 años - 10% en 50 años								
0.177					0.507									
	Cortical		Subducción Intraplaca			Cortical		Subducción Intraplaca			Cortical		Subducción Intraplaca	
	Mw	Rjb	Mw	Rjb		Mw	Rjb	Mw	Rjb		Mw	Rjb	Mw	Rjb
PGA	4.5	7.5	7.3	97.5	PGA	6.7	12.5	7.7	97.5					
SA (0.1333s)	4.1	7.5	7.3	97.5	SA (0.1333s)	5.5	7.5	7.7	97.5					
SA (0.5s)	6.7	12.5	7.7	97.5	SA (0.5s)	6.7	12.5	7.7	97.5					
SA (1.5s)	6.7	22.5	7.3	97.5	SA (1.5s)	6.7	12.5	7.7	97.5					
PGA (g)	73 años - 50% en 50 años				PGA (g)	975 años - 5% en 50 años								
0.245					0.634									
	Cortical		Subducción Intraplaca			Cortical		Subducción Intraplaca			Cortical		Subducción Intraplaca	
	Mw	Rjb	Mw	Rjb		Mw	Rjb	Mw	Rjb		Mw	Rjb	Mw	Rjb
PGA	5.1	7.5	7.3	97.5	PGA	6.7	12.5	7.7	97.5					
SA (0.1333s)	4.5	7.5	7.3	97.5	SA (0.1333s)	5.5	7.5	7.7	97.5					
SA (0.5s)	6.7	12.5	7.7	97.5	SA (0.5s)	6.7	12.5	7.7	97.5					
SA (1.5s)	6.7	12.5	7.3	97.5	SA (1.5s)	6.7	12.5	7.7	97.5					

9. Conclusiones y recomendaciones

- El Salvador presenta una amenaza sísmica considerada como ALTA, debido principalmente al aporte de la sismicidad local debido a la activación de fallas geológicas.
- El catálogo sísmico utilizado abarca un período desde 1522 a diciembre de 2019, contabilizando 100,535 eventos sísmicos con magnitudes que oscilan entre 1.5 y 8.1, logrando una regionalización por fuentes sísmicas gracias a la compilación de mecanismos focales y límites de profundidades.
- Para la evaluación y selección de modelos de atenuación se utilizaron un total de 586 registros acelerográficos, correspondientes a 80 eventos sísmicos; de los cuales 281(58), 185(12) y 120(10) registros (eventos) se asocian a las fuentes corticales ($M_w \geq 4$), subducción intraplaca ($M_w \geq 6.5$) e interfase ($M_w \geq 5.5$); respectivamente.
- De acuerdo a la desagregación sísmica para un punto en San Salvador (emplazado en la cadena volcánica), la ocurrencia de escenarios sísmicos con M_w 6.7 y M_w 5.5, presentan aproximadamente la misma contribución al peligro sísmico.
- La consideración de sismos de subducción intraplaca hasta M_w 8.2, respecto al máximo registrado de M_w 7.7; corresponden a un incremento promedio del 13% y 21% en los niveles de aceleración en San Salvador, para períodos cortos y largos; respectivamente.
- El análisis del efecto de sitio, es sin duda, (junto a la selección de modelos de atenuación) uno de los componentes más esenciales en el cálculo de la amenaza sísmica; determinándose 5 tipos de suelo (BC, C, CD, D y DE) dentro del territorio; donde el tipo de suelo C (con V_{s30} entre 440 y 640 m/s) representa el mayor porcentaje (51%) determinado en el país.
- En el AMSS los tipos de suelo determinados en el mapa de V_{s30} se distribuyen en E ($V_{s30} < 150$ m/s: 0.0002%), DE ($150 \leq V_{s30} < 210$ m/s: 0.14%), D ($210 \leq V_{s30} < 300$ m/s: 11.1%), CD ($300 \leq V_{s30} < 440$ m/s: 30.1%), C ($440 \leq V_{s30} < 640$ m/s: 48.3%) y BC ($640 \leq V_{s30} < 910$ m/s: 10.5%).
- Se sugiere considerar en estudios posteriores, otros modelos de ocurrencia temporal para el cálculo de probabilidades de rupturas en las fuentes sísmicas, es decir, modelos dependientes del tiempo.



- Se sugiere considerar en estudios posteriores, modelos de atenuación corticales que tomen en cuenta el efecto de directividad/falla cercana de los sismos, es decir, concebidos con registros del tipo pulse-like (como lo observado en 1986); donde las componentes de largo período (arriba de 0.5 seg) se ven influenciados mayormente.
- Se sugiere aplicar metodologías de análisis determinístico (DSHA) para las principales fallas geológicas y comparar sus resultados para diferentes periodos de retorno (principalmente los largos).
- El análisis de amenaza sísmica debe considerarse como una estimación inicial según la información existente, y debe ser complementada y revisada a medida nuevo conocimiento sea adquirido. Aún con las limitantes del caso, los resultados que se obtienen son valiosos para efectos de toma de decisiones.
- La aplicación de medidas de mitigación y reducción del riesgo sísmico permitirán reducir las pérdidas de vidas humanas durante futuros terremotos, promoviendo el desarrollo sostenible del país.

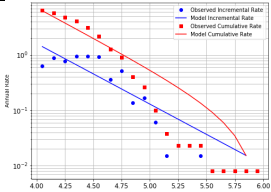
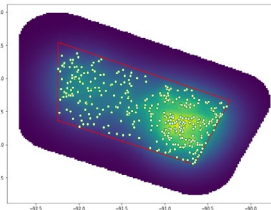
10. Referencias bibliográficas

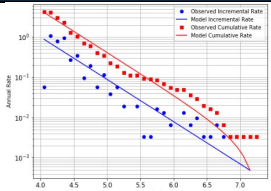
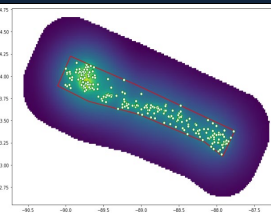
- *Ministerio de Obras Públicas de El Salvador, 1994, Norma para Diseño y Construcción de Hospitales y Establecimientos de Salud, Reglamento para la Seguridad Estructural de las Construcciones (RESESCO), San Salvador.*
- *Ministerio de Obras Públicas de El Salvador, 2004, Norma Técnica para Diseño por Sismo (NTDS), Reglamento para la Seguridad Estructural de las Construcciones (RESESCO), San Salvador.*
- *Kattan, C., 2012, Informe Técnico de Investigación sobre estudio de Amenaza Sísmica para el Área Metropolitana de San Salvador, MARN. Amplificación de Ondas por Efectos de Sitio, MARN.*
- *Marroquín, G., and Benito, M.B. (2009). "RESIS II Evaluación de la Amenaza Sísmica en El Salvador."*
- *Mapa Geológico digital de El Salvador, a escala 1: 100,000, levantado por la Misión Geológica Alemana entre los años 1967-1971 y digitalizado por la Universidad Politécnica de Madrid en 2004.*
- *Eurocódigo 8, 1998, Diseño de estructuras para resistencia a terremotos. 1era. Bruselas, Bélgica.*

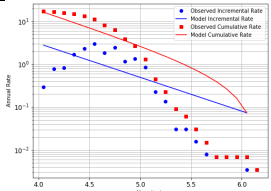
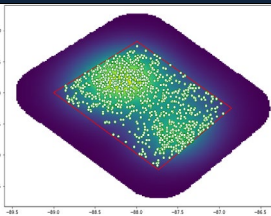


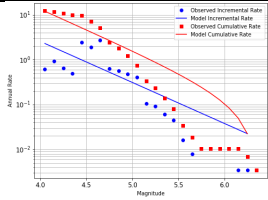
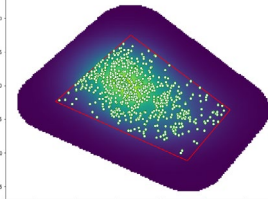
11. Anexos

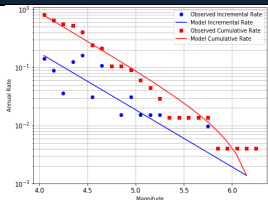
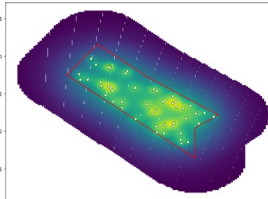
Tabla A1. Resultados de distribución magnitud-frecuencia y sismicidad suavizada de 24 zonas.

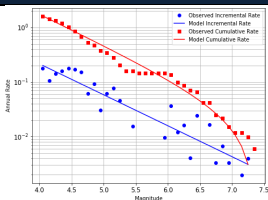
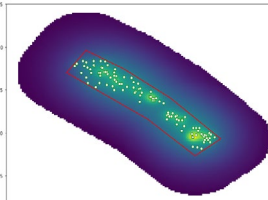
Código	Zona	a-value	b-value	Mmín	Mmáx	Tabla de Completitud	Gráfica MFD
G1	Sección de antearco de Guatemala	5.184315 ($\sigma=0.022$)	1.094775 ($\sigma=0.055$)	4	6.0	Completeness table: [[1965. 4.] [1954. 4.5] [1954. 5.] [1895. 5.5] [1731. 6.] [1640. 6.5] [1518. 7.]]	
	Número de eventos en catálogo depurado	Número de puntos en mallado		Número de puntos dentro del polígono de zona		Distribución de sismicidad suavizada	
	377 de 4615	16,608		6256			

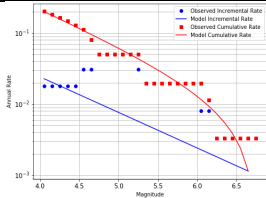
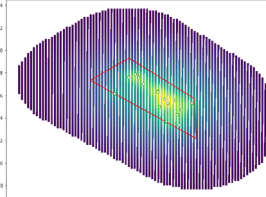
Código	Zona	a-value	b-value	Mmín	Mmáx	Tabla de Completitud	Gráfica MFD
S1	Sección de antearco de El Salvador	5.338397 ($\sigma=0.015$)	1.052172 ($\sigma=0.043$)	4	5.6	Completeness table: [[1965. 4.] [1954. 4.5] [1954. 5.] [1895. 5.5] [1731. 6.] [1640. 6.5] [1518. 7.]]	
	Número de eventos en catálogo depurado	Número de puntos en mallado		Número de puntos dentro del polígono de zona		Distribución de sismicidad suavizada	
	789 de 4615	17,768		6,892			

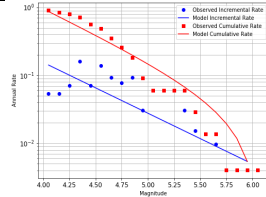
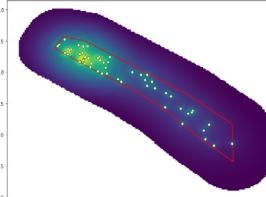
Código	Zona	a-value	b-value	Mmín	Mmáx	Tabla de Completitud	Gráfica MFD
N1	Sección de antearco de Nicaragua	4.380542 ($\sigma=0.013$)	0.789276 ($\sigma=0.024$)	4	6.2	Completeness table: [[1965. 4.] [1954. 4.5] [1954. 5.] [1895. 5.5] [1731. 6.] [1640. 6.5] [1518. 7.]]	
	Número de eventos en catálogo depurado	Número de puntos en mallado		Número de puntos dentro del polígono de zona		Distribución de sismicidad suavizada	
	1065 de 4615	16,760		6,613			

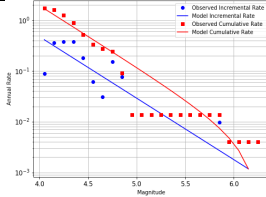
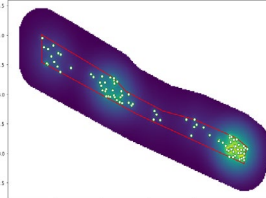
Código	Zona	a-value	b-value	Mmín	Mmáx	Tabla de Completitud	Gráfica MFD
N2-C1	Sección de antearco de Nicaragua	4.738511 ($\sigma=0.016$)	0.913833 ($\sigma=0.029$)	4	6.4	Completeness table: [[1965. 4.] [1954. 4.5] [1954. 5.] [1895. 5.5] [1731. 6.] [1640. 6.5] [1518. 7.]]	
	Número de eventos en catálogo depurado	Número de puntos en mallado	Número de puntos dentro del polígono de zona	Distribución de sismicidad suavizada			
	757 de 4615	15,394	5,697				

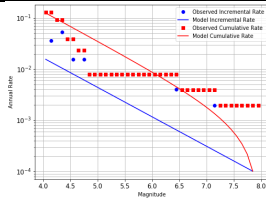
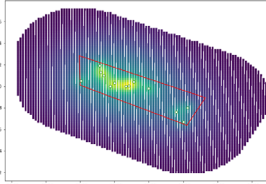
Código	Zona	a-value	b-value	Mmín	Mmáx	Tabla de Completitud	Gráfica MFD
N4	Sección de antearco este en territorio de Nicaragua	3.825209 ($\sigma=0.059$)	0.981831 ($\sigma=0.129$)	4	6.3	Completeness table: [[1964. 4.] [1955. 4.5] [1955. 5.] [1917. 5.5] [1773. 6.] [1719. 6.5] [1513. 7.]]	
	Número de eventos en catálogo depurado	Número de puntos en mallado	Número de puntos dentro del polígono de zona	Distribución de sismicidad suavizada			
	48 de 5247	10,000	2,239				

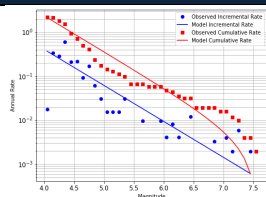
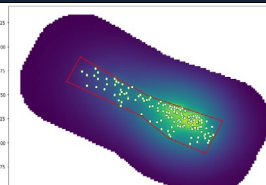
Código	Zona	a-value	b-value	Mmín	Mmáx	Tabla de Completitud	Gráfica MFD
N6-N7	Sección de antearco en territorio de Nicaragua	2.483461 ($\sigma=0.037$)	0.566725 ($\sigma=0.040$)	4	6.4	Completeness table: [[1964. 4.] [1955. 4.5] [1955. 5.] [1917. 5.5] [1773. 6.] [1719. 6.5] [1513. 7.]]	
	Número de eventos en catálogo depurado	Número de puntos en mallado	Número de puntos dentro del polígono de zona	Distribución de sismicidad suavizada			
	141 de 5247	8,711	1,559				

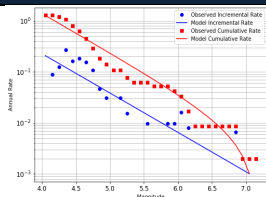
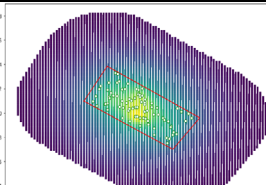
Código	Zona	a-value	b-value	Mmín	Mmáx	Tabla de Completitud	Gráfica MFD
N8	Cadena volcánica este de Nicaragua	1.321318 ($\sigma=0.097$)	0.499949 ($\sigma=0.130$)	4	6.8	Completeness table: [[1964. 4.] [1955. 4.5] [1955. 5.] [1917. 5.5] [1773. 6.] [1719. 6.5] [1513. 7.]]	
	Número de eventos en catálogo depurado	Número de puntos en mallado	Número de puntos dentro del polígono de zona	Distribución de sismicidad suavizada			
	16 de 5247	5,353	592				

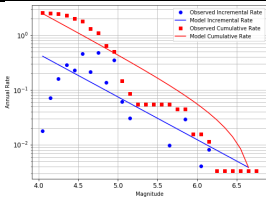
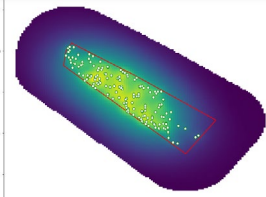
Código	Zona	a-value	b-value	Mmín	Mmáx	Tabla de Completitud	Gráfica MFD
N9-N10	Cadena volcánica norte de Nicaragua	2.939399 ($\sigma=0.054$)	0.746469 ($\sigma=0.110$)	4	6.1	Completeness table: [[1964. 4.] [1955. 4.5] [1955. 5.] [1917. 5.5] [1773. 6.] [1719. 6.5] [1513. 7.]]	
	Número de eventos en catálogo depurado	Número de puntos en mallado	Número de puntos dentro del polígono de zona	Distribución de sismicidad suavizada			
	56 de 5247	13,595	2,958				

Código	Zona	a-value	b-value	Mmín	Mmáx	Tabla de Completitud	Gráfica MFD
G2-S2	Sección de antearco norte en Guatemala y El Salvador	5.076332 ($\sigma=0.041$)	1.211877 ($\sigma=0.109$)	4	6.3	Completeness table: [[1964. 4.] [1955. 4.5] [1955. 5.] [1917. 5.5] [1773. 6.] [1719. 6.5] [1513. 7.]]	
	Número de eventos en catálogo depurado	Número de puntos en mallado	Número de puntos dentro del polígono de zona	Distribución de sismicidad suavizada			
	101 de 5247	20,331	4,587				

Código	Zona	a-value	b-value	Mmín	Mmáx	Tabla de Completitud	Gráfica MFD
G3	Cadena volcánica oeste de Guatemala	1.401437 ($\sigma=0.119$)	0.575722 ($\sigma=0.130$)	4	8.0	Completeness table: [[1964. 4.] [1955. 4.5] [1955. 5.] [1917. 5.5] [1773. 6.] [1719. 6.5] [1513. 7.]]	
	Número de eventos en catálogo depurado	Número de puntos en mallado	Número de puntos dentro del polígono de zona	Distribución de sismicidad suavizada			
	13 de 5247	5,985	736				

Código	Zona	a-value	b-value	Mmín	Mmáx	Tabla de Completitud	Gráfica MFD
G4	Cadena volcánica este de Guatemala	3.606909 ($\sigma=0.035$)	0.818205 ($\sigma=0.048$)	4	7.6	Completeness table: [[1964. 4.] [1955. 4.5] [1955. 5.] [1917. 5.5] [1773. 6.] [1719. 6.5] [1513. 7.]]	
	Número de eventos en catálogo depurado	Número de puntos en mallado	Número de puntos dentro del polígono de zona	Distribución de sismicidad suavizada			
	146 de 5247	8,436	1,329				

Código	Zona	a-value	b-value	Mmín	Mmáx	Tabla de Completitud	Gráfica MFD
S4-N5	Cadena volcánica oeste de Nicaragua (Golfo de Fonseca)	3.190014 ($\sigma=0.045$)	0.771058 ($\sigma=0.063$)	4	7.2	Completeness table: [[1964. 4.] [1955. 4.5] [1955. 5.] [1917. 5.5] [1773. 6.] [1719. 6.5] [1513. 7.]]	
	Número de eventos en catálogo depurado	Número de puntos en mallado	Número de puntos dentro del polígono de zona	Distribución de sismicidad suavizada			
	87 de 5247	5,554	710				

Código	Zona	a-value	b-value	Mmín	Mmáx	Tabla de Completitud	Gráfica MFD
N3	Sección de antearco oeste en territorio de Nicaragua	3.529462 ($\sigma=0.033$)	0.782231 ($\sigma=0.050$)	4	6.8	Completeness table: [[1964. 4.] [1955. 4.5] [1955. 5.] [1917. 5.5] [1773. 6.] [1719. 6.5] [1513. 7.]]	
	Número de eventos en catálogo depurado	Número de puntos en mallado		Número de puntos dentro del polígono de zona		Distribución de sismicidad suavizada	
	164 de 5247	9,309	1,864				



MINISTERIO DE
MEDIO AMBIENTE
Y RECURSOS
NATURALES

www.marn.gob.sv | medioambiente@marn.gob.sv

