

La investigación reportada en esta tesis es parte de los programas de investigación del CICESE (Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California).

La investigación fue financiada por el CONAHCYT (Consejo Nacional de Humanidades, Ciencias y Tecnologías).

Todo el material contenido en esta tesis está protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México). El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo o titular de los Derechos de Autor.

CICESE@ 2023. Todos los derechos reservados

**Centro de Investigación Científica y de Educación
Superior de Ensenada, Baja California**



**Maestría en Ciencias
en Ciencias de la Tierra**

**Régimen de esfuerzos y deformación en San Salvador, El
Salvador, a partir de inversión de mecanismos focales y datos
GNSS**

Tesis
para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de
Maestra en Ciencias

Presenta:

Rosa Amelia García Castro

Ensenada, Baja California, México
2023

Tesis defendida por
Rosa Amelia García Castro

y aprobada por el siguiente Comité

Dr. Carlos Eduardo Reinoza Gómez
Codirector de tesis

Dr. José Antonio Álvarez Gómez
Codirector de tesis

Dra. Ewa Glowacka

Dr. Luis Munguía Orozco

Dra. Sheila Natali Estrada Allis



Dr. Diego Ruiz Aguilar
Coordinador del Posgrado en Ciencias de la Tierra

Dra. Ana Denise Re Araujo
Directora de Estudios de Posgrado

Resumen de la tesis que presenta **Rosa Amelia García Castro** como requisito parcial para la obtención del grado de Maestra en Ciencias en Ciencias de la Tierra.

Régimen de esfuerzos y deformación en San Salvador, El Salvador, a partir de inversión de mecanismos focales y datos GNSS

Resumen aprobado por:

Dr. Carlos Eduardo Reinoza Gómez
Codirector de tesis

Dr. José Antonio Álvarez Gómez
Codirector de tesis

El Salvador está situado en el norte de América Central, a lo largo del margen Este del Océano Pacífico donde se presenta la subducción de la placa de Cocos por debajo de la placa del Caribe. La zona de estudio involucra el Área Metropolitana de El Salvador (AMSS) al centro del país, que posee un alto índice de actividad sísmica al formar parte de la Zona de falla de El Salvador (ZFES). El presente estudio describe los regímenes de esfuerzo y deformación, que pretenden ser insumos esenciales para la evaluación de la amenaza y riesgo sísmico de la zona. Se han elaborado mapas de esfuerzos tectónicos y deformación, a partir de la inversión de mecanismos focales y velocidades del Sistema Global de Navegación por Satélite (GNSS), y se ha realizado también un análisis estadístico de la sismicidad registrada de 1984-2021. Los resultados indican que el régimen de esfuerzos transcurrente en el AMSS es el responsable de generar fallas laterales y combinaciones de ellas, que interactúan conjuntamente en la zona y generan sismos destructivos. También reflejan que en el AMSS la tectónica es gobernada por el esfuerzo regional, con σ_1 en dirección NO-SE y σ_3 en dirección NE-SO, a diferencia del volcán de San Salvador y la caldera de Ilopango que presentan una rotación de esfuerzos, debido a cuerpos magmáticos con anisotropías importantes; en concordancia con los valores de $b > 1.0$ de la relación de Gutenberg-Richter obtenidos en dichas estructuras. El análisis de deformación mostró ejes de extensión orientados al NE-SO y ejes de acortamiento al NO-SE para toda la zona de estudio, además de tasas de extensión mayores entre el volcán de San Salvador y la caldera de Ilopango ($0.35 \mu\text{strain a}^{-1}$), y ejes de cizalla lateral derecha con dirección predominante E-O. En consecuencia, la deformación en el área de estudio parece responder únicamente al tensor de esfuerzos regional, y no a los esfuerzos locales presentes en las estructuras volcánicas. Finalmente, se sugiere un régimen de deformación dominado por cizalla transtensiva para la zona del AMSS y la caldera de Ilopango, sin ser concluyente para el volcán de San Salvador.

Palabras claves: Esfuerzos, Deformación, Tectónica, San Salvador, GNSS

Abstract of the thesis presented by **Rosa Amelia García Castro** as a partial requirement to obtain the Master of Science degree in Earth Sciences.

Stress and deformation regime in San Salvador, El Salvador, from inversion of focal mechanisms and GNSS data.

Abstract approved by:

PhD. Carlos Eduardo Reinoza Gómez
Thesis Codirector

PhD. José Antonio Álvarez Gómez
Thesis Codirector

El Salvador is located in northern Central America, along the eastern margin of the Pacific Ocean where the Cocos plate subducts beneath the Caribbean plate. The study area includes the Metropolitan Area of El Salvador (AMSS) in the center of the country, which has a high rate of seismic activity as it is part of the El Salvador Fault Zone (ZFES). This study describes the stress and deformation regimes, which are intended to be essential inputs for the evaluation of the seismic hazard and risk of the area. Maps of tectonic stress and deformation have been elaborated, based on the inversion of focal mechanisms and velocities of the Global Navigation Satellite System (GNSS), and a statistical analysis of the recorded seismicity from 1984-2021 has also been carried out. The results indicate that the transcurrent stress regime in the AMSS is responsible for generating lateral faults and combinations of them, which interact together in the area and generate destructive earthquakes. They also reflect that in the AMSS the tectonics is governed by regional stress, with σ_1 in NW-SE direction and σ_3 in NE-SW direction, unlike the San Salvador volcano and the Ilopango caldera that present a stress rotation, due to magmatic bodies with important anisotropies, this in agreement with the values of $b > 1.0$ of the Gutenberg-Richter relation obtained in those structures. The deformation analysis showed NE-SW oriented extension axes and NW-SE shortening axes for the whole study area, in addition to higher extension rates between San Salvador volcano and Ilopango caldera ($0.35 \mu\text{strain } \gamma^{-1}$), and right lateral shear axes with predominant E-W direction. Consequently, the deformation in the study area seems to respond only to the regional stress tensor, and not to the local stresses present in the volcanic structures. Finally, a deformation regime dominated by transtensional shear is suggested for the AMSS and the caldera de Ilopango area, without being conclusive for the San Salvador volcano.

Keywords: Stress, Deformation, Strain, Tectonics, San Salvador, GNSS

Dedicatoria

A mis padres, hermanas, hermano y esposo, por su amor y apoyo incondicional.

Agradecimientos

Al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California (CICESE) por brindarme la oportunidad de cursar la maestría en Ciencias de la Tierra con orientación en Sismología.

Al Consejo Nacional de Humanidades, Ciencias y Tecnologías (CONAHCYT) por la beca otorgada para solventar los gastos de mi estancia en México.

A mis codirectores, Dr. Carlos Eduardo Reinoza Gómez, por su paciencia al introducirme y orientarme en el campo de la geodesia, Dr. José Antonio Álvarez Gómez de la Universidad Complutense de Madrid, por su disposición en formar parte del proyecto, sus oportunas sugerencias y por compartir valioso conocimiento de la geodinámica de Centro América y El Salvador.

A los demás miembros del comité asesor, Dra. Ewa Glowacka, Dr. Luis Munguía y Dra. Sheila Estrada, por sus acertados consejos, correcciones y sugerencias en el desarrollo del presente trabajo.

Al Dr. Allan López de la Universidad de Costa Rica, por encender en mí la curiosidad de estudiar los esfuerzos tectónicos, compartirme información útil y guiarme en el proceso de aprendizaje.

Al Dr. José Martínez Díaz de la Universidad Complutense de Madrid, por tomarse el tiempo de leer el escrito y brindarme su valiosa opinión y sugerencias.

Al Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales de El Salvador, por proporcionar la información sísmica necesaria para realizar este estudio. En especial a Kevyn Pineda, Cecilia Polío, Fabio Alvarado, Luis Mixco, Griselda Marroquín y Douglas Hernández, por abrirme las puertas de la institución durante mi estancia y compartirme sus conocimientos.

A la Oficina de Planificación del Área Metropolitana de San Salvador (OPAMSS) por proporcionar información geológica y geomorfológica reciente de la zona, en especial al Ing. Eduardo Ayala por su gestión y colaboración.

A mis compañeros de generación, por todos los momentos compartidos y el cariño recibido en este proceso. Principalmente a mi compañera Vanessa González, por su calidez, sinceridad y amistad durante estos dos años de estudio.

A mis profesores de postgrado en CICESE, por esforzarse en compartir sus conocimientos y motivarnos a ser mejores seres humanos y profesionales.

Al personal administrativo del departamento de Ciencias de la Tierra, en especial a Melissa Corral, por llevarnos de la mano en procesos administrativos, por su accesibilidad y su apoyo siempre.

A mi familia, en especial a mis padres, hermanas y hermano por siempre apoyarme y animarme a cumplir mis sueños.

A mi esposo Osmin, por priorizar mi crecimiento personal, ser paciente y apoyarme incondicionalmente.

¡Gracias y por siempre gracias!

Tabla de contenido

Resumen en español.....	ii
Resumen en inglés.....	iii
Dedicatoria	iv
Agradecimientos.....	v
Lista de figuras.....	x
Lista de tablas.....	xiii
Capítulo 1. Introducción.....	1
1.1 Antecedentes.....	2
1.2 Justificación.....	4
1.3 Hipótesis	5
1.4 Objetivos.....	5
1.4.1 Objetivo general.....	5
1.4.2 Objetivos específicos.....	5
Capítulo 2. Marco teórico.....	6
2.1 Tensor de esfuerzos.....	6
2.1.1 Fallas y regímenes de esfuerzos tectónicos.....	7
2.2 Tensores de deformación	8
2.3 Valor de b de la relación de Gutenberg-Richter	11
2.4 Intensidades macrosísmicas	12
Capítulo 3. Área de estudio	14
3.1 Tectónica regional.....	14

3.2 Tectónica local: El Salvador.....	15
3.3 Tectónica de la zona de estudio	17
3.3.1 Complejo volcánico San Salvador.....	18
3.3.2 Caldera de Ilopango	19
3.4 Geología zona de estudio	19
Capítulo 4. Recopilación de datos	21
4.1 Catálogo sísmico y de mecanismos focales	21
4.2 Datos de esfuerzos sísmicos en la zona de estudio	25
4.3 Datos de velocidades GNSS	26
4.4 Catálogo de intensidades macrosísmicas.	27
Capítulo 5. Metodología.....	29
5.1 Determinación de esfuerzos tectónicos	29
5.1.1 Clasificación y análisis de mecanismos focales	29
5.1.2 Inversión de mecanismos focales	31
5.1.3 Elaboración de mapas de esfuerzos tectónicos.....	34
5.2 Cálculo de tensores de deformación	34
5.3 Cálculo del parámetro b de la relación Gutenberg-Richter.....	37
5.4 Mapa de Intensidades sísmicas de zona de estudio.....	38
Capítulo 6. Resultados.....	40
6.1 Esfuerzos tectónicos en la zona de estudio	40
6.2 Mapas de deformación.....	45
6.3 Análisis estadísticos de sismicidad.....	49
6.3.1 Distribución temporal y espacial de la sismicidad	49
6.3.2 Cálculo del valor de b de la relación Gutenberg-Richter	52

Capítulo 7. Discusión de resultados54

7.1 Régimen de esfuerzos tectónicos54

7.2 Régimen de deformación.....57

7.3 Análisis estadístico de sismicidad60

7.4 Aporte de los resultados al marco sismotectónico del AMSS61

Capítulo 8. Conclusiones y recomendaciones63

Literatura citada65

Anexos.....74

Lista de figuras

Figura	Página
1. Delimitación de la zona de estudio, San Salvador, El Salvador.....	1
2. Componentes del tensor de esfuerzos σ_{ij} y esfuerzos principales. Tomado de Heidbach et al. (2016)	6
3. Representación esquemática de los regímenes tectónicos según la orientación de los ejes de esfuerzos. Tomado y Modificado de Ulutaş, (2020).	8
4. Desplazamiento de un punto por vector u en tres dimensiones. Los ejes X y x se refieren las coordenadas antiguas y nuevas, respectivamente. Tomado de Allmendinger et al. (2011).....	9
5. Relación de recurrencia típica de acuerdo con la distribución Gutenberg-Richter. Tomado de Bendito et al. (2002).....	11
6. Escala de Mercalli (MMI) descrita con números romanos del I al XII. Tomada de Pin Molina (2017).	12
7. Mapa topográfico del norte de Centroamérica con los principales elementos tectónicos.....	14
8. Mapa de sismicidad con actividad superficial concentrada a lo largo del arco volcánico y en regiones delimitadas por fallas.	16
9. Modelo cinemático sinóptico de El Salvador. Muestra los tres regímenes de deformación. Tomado y modificado de Martínez-Díaz et al. (2021).....	17
10. Mapa del complejo volcánico de San Salvador (CVSS). Los respiraderos secundarios del volcán se localizan a lo largo de los principales sistemas de fallas. Tomado y Modificado de Ferrés et al. (2011).	18
11. Mapa geológico escala 1:50,000 del AMSS. Los volcanes activos Ilopango y San Salvador están delimitado al sur y al norte por sistemas de fallas normales y laterales. El recuadro rojo enmarca el área de estudio en el presente trabajo. Tomado y modificado de Lexa et al. (2021).	20
12. Evolución de la red sísmica en el área de estudio. (a) Periodo 1984-2001, (b) Periodo 2001-2011, (c) Periodo 2011-2021 y (d) Actualidad (agosto 2023).	22
13. Catálogo de mecanismos focales recopilados. Izquierda: mapa de mecanismos focales en catálogo inicial (214 mecanismos), derecha: mapa de mecanismos focales depurados (178 mecanismos).	23
14. Diagrama ternario de clasificación de mecanismos focales elaborado con el programa FMC (Álvarez-Gómez, 2019). Izquierda: catálogo inicial de 214 mecanismos focales, derecha: catálogo depurado con 178 mecanismos focales.....	24
15. Mapa de esfuerzos de El Salvador generados a partir de la base de datos del WSM. Los colores corresponden a los regímenes de esfuerzo, el color verde indica fallas rumbo deslizantes (SS), el	

color azul fallas inversas (TF) y el color rojo fallas normales. Mapa generado en https://www.world-stress-map.org/casmo	25
16. Mapa de la red geodésica de El Salvador (ZFESNet), el recuadro rojo delimita la zona de estudio. Localización de estaciones tomadas de Alvarado et al. (2011), Staller et al. (2016) y MARN (2021).	27
17. Visualización de datos de intensidades en el buscador del Catálogo en línea MARCA-GEHN. Tomado de http://marca-riesca.inogs.it/query_place/	28
18. Esquema resumen de metodología seguida en esta investigación	29
19. Graficas triangulares muestran el tipo de ruptura dominante para los enjambres sísmicos de abril-mayo 2017, noviembre de 2019 y enero-febrero de 2020, respectivamente.....	30
20. Agrupación de mecanismos focales en 12 clústeres, los colores de los mecanismos indican su profundidad. Las fallas corresponden a las fallas delimitadas por Lexa et al. (2021).....	30
21. Ejemplo de productos obtenidos con el paquete de Inversión de esfuerzos lineal Iterativo (ILSI)..	33
22. Círculos de Mohr-Coulomb obtenidos con ILSI para el catálogo de mecanismos focales completo.	33
23. Reporte de deformación obtenido con los datos de Staller et al. (2016). Se observan las componentes del tensor de deformación Lagrangiano y gradiente de desplazamiento que mejor se ajustan a los datos.	36
24. Figura Superior: Puntos de intensidades sísmicas extraídos de MARCA-GEHN, en total 93 puntos en la zona de estudio y alrededores. Figura inferior: Mapa con líneas de isointensidades elaborado en ArcGis.	39
25. Mecanismos focales y azimut de SHmax en volcán de San Salvador. NF: fallas normales, NS: fallas normales con componente de rumbo, SS: fallas de rumbo/strike slip, TF: fallas inversas, TS: fallas inversas con componente de rumbo.	40
26. Mecanismos focales y azimut de SHmax en centro de San Salvador (AMSS). NF: fallas normales, NS: fallas normales con componente de rumbo, SS: fallas de rumbo/strike slip, TF: fallas inversas, TS: fallas inversas con componente de rumbo.	41
27. Mecanismos focales y azimut de SHmax en la Caldera de Ilopango. NF: fallas normales, NS: fallas normales con componente de rumbo, SS: fallas de rumbo/strike slip, TF: fallas inversas, TS: fallas inversas con componente de rumbo.	41
28. Mapa de azimuts de esfuerzos σ_1 y SHmax. Para los σ_1 el color rojo indica un régimen normal, el verde un régimen de cizalla/rumbo y el azul un régimen inverso. En los tipos de fallas, NF: fallas normales, NS: fallas normales con componente de rumbo, SS: fallas de rumbo/ Strike Slip, TF: fallas inversas, TS: fallas inversas con componente de rumbo.	44
29. Mapa de azimuts de esfuerzos σ_3 y SHmax. Para los σ_3 el color rojo indica un régimen normal, el verde un régimen de cizalla/rumbo y el azul un régimen inverso. En los tipos de fallas, NF: fallas	

normales, NS: fallas normales con componente de rumbo, SS: fallas de rumbo/ Strike Slip, TF: fallas inversas, TS: fallas inversas con componente de rumbo.	44
30. Mapa de extensión generado en software SSPX a partir de velocidades GNSS publicadas en Staller et al. (2016).	46
31. Mapa de acortamiento horizontal generado en software SSPX a partir de velocidades GNSS publicadas en Staller et al. (2016).	46
32. Mapa de deformación volumétrica o dilatación generado en software SSPX a partir de velocidades GNSS publicadas en Staller et al. (2016).	47
33. Mapa de Máxima deformación de cizalla generado en software SSPX a partir de velocidades GNSS publicadas en Staller et al. (2016). Los ejes de color verde representan la cizalla lateral derecha y los fucsias la cizalla lateral izquierda.	47
34. Distribución de frecuencia de magnitudes del catálogo sísmico 1984-2021 para la zona de estudio.	50
35. Histograma de número de sismos registrado por año en la zona de estudio. Se relacionan aumentos de número de sismos con ocurrencia de terremotos grandes (magnitud > 5.0) y con mejoras en la red sísmica.	50
36. Mapa de localización epicentral de los sismos del catálogo de 1984-2021. Los cuadrados agrupan los sismos utilizados para el cálculo del valor de b de la relación de Gutenberg-Richter.	51
37. Histograma de número de sismos en función de su profundidad para las zonas volcán de San Salvador, AMSS y Caldera de Ilopango del catálogo 1984-2021.	51
38. Relación Gutenberg-Richter para cada zona donde se calculó el valor de b, los círculos rellenos indican las magnitudes consideradas para el cálculo con el método de Máxima verosimilitud. ...	52
39. Mapa de orientación de SHmax para la zona de estudio.	54
40. Mapa de dirección de esfuerzos tectónicos principales en la zona de estudio. Flechas rojas representan la orientación de σ_3 y las negras la orientación de σ_1 obtenidos para cada clúster con ILSI.	55
41. Modelo esquemático de fallas en dominó en el escalón extensional de San Salvador. Los límites de los bloques se aproximan utilizando las localizaciones de la secuencia de 2017 y los sismos previos y posteriores a 1965. Tomado y modificado de Legrand et al. (2020).	59
42. Mapa con ejes principales de esfuerzos y deformación para el área de estudio. El recuadro verde agrupa los clústeres con régimen de cizalla.	60
43. Campo de intensidades de la zona de estudio (1719-2018) con ejes principales de esfuerzos (σ_1 y σ_3), ejes de acortamiento y de extensión, principales alineamientos y fallas de la zona.	62
44. Delimitación del área utilizada para el cálculo de deformación a partir de mecanismos focales.	82

Lista de tablas

Tabla	Página
1. Términos y símbolos utilizados en estudios de geodinámica. Tomados de Stein y Wyession (2003) y Heidbach et al. (2016).	2
2. Desarrollo y mejoras de la red sísmica de El Salvador.	21
3. Distribución de calidad del catálogo de mecanismos focales.....	24
4. Información de los 12 clústeres creados del catálogo de 178 mecanismos focales.....	31
5. Criterios para caracterizar el tipo de falla y el azimut de las proyecciones de los esfuerzos principales en el plano horizontal (SHmax) propuesto por Zoback (1992).....	34
6. Resultados de pruebas realizadas para la selección del método a usar en SSPX	36
7. Resultados obtenidos en la inversión de los clústeres con el método lineal de ILSI	42
8. Calidad de los clústeres invertidos en ILSI.	43
9. Resumen de los valores de b obtenidos para cada zona y subzona con método de máxima verosimilitud	53
10. Resultados del cálculo de mecanismos focales en el Modulo SCMTV de SEISCOMP. El ajuste indica la similitud entre los sismogramas observados y los sintéticos empleados para la inversión.	74
11. Gráficos de azimuts de Ejes P, Shmax y azimut de esfuerzo principal σ_1	76
12. Reporte de cálculos de deformación obtenido en SSPX.	80
13. Variables utilizadas en los cálculos.	82
14. Sumatoria de componentes de tensor de momento sísmico	83
15. Componentes del tensor gradiente de velocidad, t equivale a los dos meses de la serie.....	83

Capítulo 1. Introducción

El Salvador está situado al norte de América Central, a lo largo del margen Este del Océano Pacífico; esta zona se caracteriza por la subducción de la placa de Cocos por debajo de la placa del Caribe, con una convergencia noreste y una velocidad relativa de entre 75 y 85 mm a⁻¹ (Alvarado et al., 2011). La dinámica de convergencia se manifiesta en la fosa Mesoamericana paralela a la costa pacífica, que genera una intensa actividad sísmica y volcánica dentro del territorio nacional (DeMets et al., 2010).

El Área Metropolitana de San Salvador (AMSS) es el principal núcleo urbano del país, conformado por 14 municipios pertenecientes a los departamentos de La Libertad y San Salvador; con una población aproximada de 2 millones de habitantes, que representan un tercio de la población total del país (DIGESTYC, 2007). Históricamente el AMSS ha sido gravemente dañado por terremotos, entre ellos el del 3 de mayo de 1965 (Mw 6.5) que dejó alrededor de 120 muertos, y el del 10 de octubre de 1986 (Mw 5.7), que a pesar de ser de menor magnitud, causó la muerte de 1,500 personas y dejó más de 10, 000 heridos (Bommer y Ledbetter, 1987). La zona de estudio se delimita entre las coordenadas: latitud Norte 13.60 y 13.83, y longitud Este -89.35 y -88.96 (Figura 1).

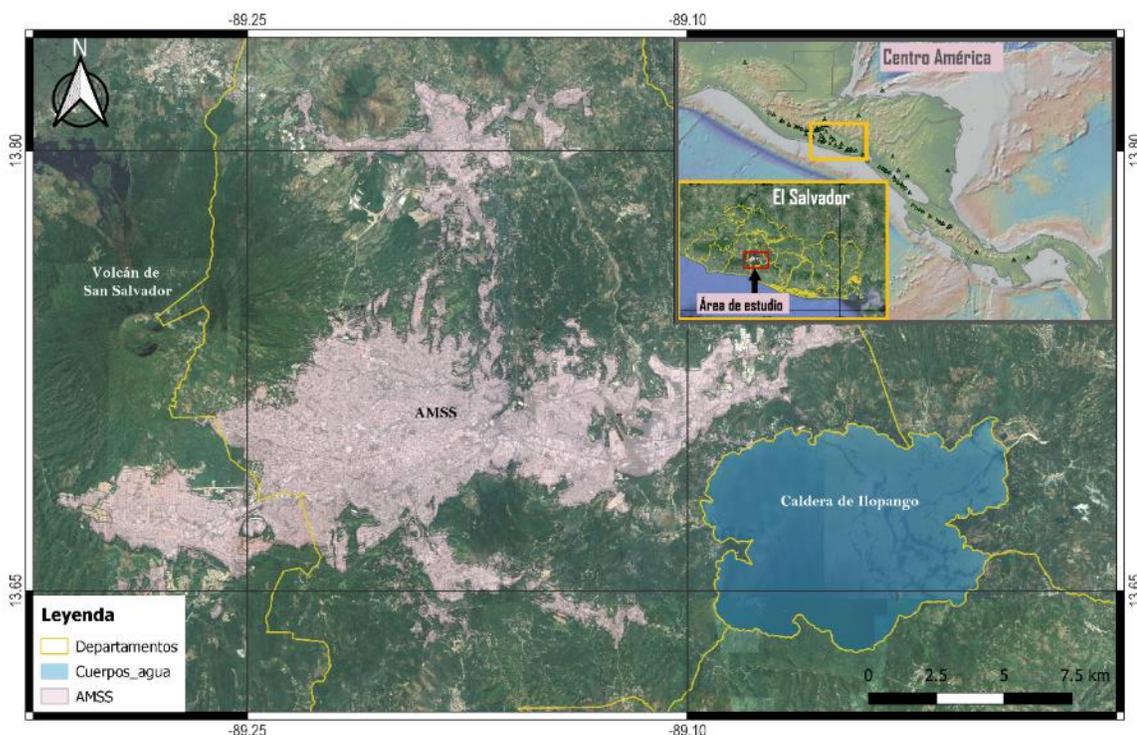


Figura 1. Delimitación de la zona de estudio, San Salvador, El Salvador.

Geográficamente el AMSS se encuentra delimitada por el volcán de San Salvador al Oeste y la caldera de Ilopango al Este (Figura 1), ambos volcanes son activos y con erupciones históricas recientes, cuyos productos volcánicos cubren gran parte de la superficie del territorio (Lexa et al., 2021).

1.1 Antecedentes

Para describir las fuerzas que deforman las rocas se utiliza el término esfuerzo, que es la cantidad de fuerza aplicada sobre un área determinada (Tarbuck et al., 2005). Los esfuerzos en la corteza se pueden estimar mediante la inversión de mecanismos focales; y conocerlos permite una mejor comprensión de la dinámica terrestre, fallas existentes, sismicidad y deformación observada. En la Tabla 1 se presenta un breve resumen de la terminología empleada en estudios de esfuerzos tectónicos y deformación de la corteza.

Tabla 1. Términos y símbolos utilizados en estudios de geodinámica. Tomados de Stein y Wysession (2003) y Heidbach et al. (2016).

Término	Símbolo	Definición
Esfuerzos principales	σ_1/S_1	Eje de máxima compresión
	σ_2/S_2	Eje de compresión intermedia
	σ_3/S_3	Eje de mínima compresión
Esfuerzo horizontal	SHmax	Proyección del esfuerzo principal máximo en el plano horizontal
	SHmin	Proyección del esfuerzo principal mínimo en el plano horizontal
Esfuerzo vertical	Sv	Esfuerzo vertical perpendicular a la superficie terrestre
Eje de presión	Eje P	Eje de compresión en un mecanismo focal
Eje de tensión	Eje T	Eje de tensión o dilatación en un mecanismo focal
Eje nulo	Eje N/B	Eje neutro o nulo, perpendicular a los ejes P y T

*Los mecanismos focales son una representación gráfica bidimensional de la geometría de una falla y su movimiento

Existen numerosos estudios en los que se emplean mecanismos focales para obtener información del régimen de esfuerzos y deformación. Por mencionar algunos a nivel mundial Bressan et al. (2003) describe patrones principales de esfuerzo de una región en Venecia a partir del cálculo de tensores de esfuerzo y deformación; Audemard y Castilla (2016) presentan tensores de esfuerzo a lo largo de la placa del Caribe meridional calculados a partir de la inversión de mecanismo focales, resultados soportados por los

estudios GPS publicados a la fecha (Jouanne et al., 2011; Reinoza, 2014; Reinoza et al., 2015); Martínez-Garzón et al. (2020) utiliza mecanismos focales para obtener la orientación del campo de esfuerzos contemporáneos para la región Mediterránea; Rashidi y Derakhshani (2022) proponen un nuevo mapa de esfuerzos de la corteza terrestre para el norte de Irán a partir de tasas de deformación sísmicas, geodésicas e inversión de mecanismos focales; García-Delgado et al. (2022) realiza inversiones de mecanismos focales y velocidades GPS para determinar el campo de esfuerzos actual y deformación activa del Bloque Norandino colombiano (C-NAB); y Beaucé et al. (2022) aplica el método de inversión iterativa de esfuerzos lineales para calcular esfuerzos en los campos geotérmicos del sur de California y Geiseres.

La región centroamericana también cuenta con estudios similares. Por citar los más relevantes, Cáceres et al. (2005) presenta tasas de deformación sísmicas en el norte de América Central, obtenidas a partir de mecanismos focales, proponiendo un esfuerzo máximo horizontal con tendencia N300 y un eje de presión P con tendencia N500, para una zona que involucra parte de El Salvador; Álvarez-Gómez (2009) presenta las orientaciones de los ejes T y P de los Tensores de Momento Sísmicos para la sismicidad somera del norte de Centroamérica (50km<) y marca un régimen tectónico predominante de desgarre para el centro del país. También presenta mapas de factor de forma de esfuerzos y cruces de deformación de diferentes modelos, los cuales muestran en su mayoría acortamiento con dirección NO-SE y extensión NE-SO.

Staller et al. (2016) presenta tasas de deformación principal que indican una dilatación positiva en la zona occidental del país, entre las calderas de Coatepeque e Ilopango. Esta zona se caracteriza por un predominio de la extensión tectónica consistente con un régimen transtensional, a través de fallas de deslizamiento con un componente normal y fallas normales norte-sur (Canora Catalán, 2011; Lexa et al., 2011).

En el mismo año Garibaldi et al. (2016) realiza un análisis estructural de deformación y paleoesfuerzos en el Escalón Extensional de San Salvador (SSES), en dos localidades distintas a lo largo de afloramientos de la carretera Panamericana. Reporta en el sitio al NO de la caldera de Ilopango (Escalera) una elongación de 4.0% con el eje de esfuerzo mínimo orientado a 246°, y para el sitio al NE de la caldera registra un 5.7% de elongación con el eje de esfuerzo mínimo orientado 070°. Además, señala que la deformación extensional se limita al intervalo de inactividad del volcán riolítico Ilopango y que la extensión ENE observada es consistente con la dirección de elongación registradas por las fallas estudiadas.

Saxby et al. (2016) presenta orientaciones aproximadas de los esfuerzos compresivos principales al este de la caldera de Ilopango, a partir de datos de deslizamientos de fallas de Corti et al. (2005). Estos datos

indican un campo de esfuerzo transcurrente dominante a lo largo de las fallas, con tensores de esfuerzo cuyos σ_1 y σ_3 están orientados a $\sim N160E$ y $\sim N70E$, respectivamente.

Ellis et al. (2019) realiza un análisis de deformación del norte de Centroamérica a partir de datos GPS, donde estima rotación de bloques, tasas de deslizamiento de fallas y distribución de deformación. A partir de observaciones y modelaciones reporta tasas de deslizamiento de $10 \pm 1.3 \text{ mm a}^{-1}$ para fallas del centro del país, cuyas profundidades de bloqueo estimadas son de 2.5 a 5 km.

Legrand et al. (2020) a partir de datos GPS, distribución de sismicidad y mecanismos focales, propone la existencia de un sistema de fallas en dominó con direcciones NE-SO dentro del segmento extensional de San Salvador. La modelación indica un deslizamiento dextral de $10 \pm 1.4 \text{ mm a}^{-1}$ en dirección ONO-ESE a través de San Salvador, indicando que se produce una extensión de 4-5 mm a^{-1} entre el volcán de San Salvador y la caldera de Ilopango.

En el mismo año Chávez et al. (2020) realiza un estudio de la dinámica de la superficie en el AMSS con Radar Interferométrico de Apertura Sintético (InSAR) y velocidades GPS. En este estudio se identifican sectores que muestran subsidencia cercana a la caldera de Ilopango que podría estar relacionados con episodios postsísmicos después del terremoto de 2012, y cambios en el nivel de los acuíferos debido a los efectos del cambio climático y la sobreexplotación. Además, tras el enjambre sísmico de 2017 se registró un movimiento horizontal de $\sim 2.3 \text{ mm a}^{-1}$ al Este y $\sim 2.44 \text{ mm a}^{-1}$ al Oeste, lo que refleja el posible movimiento de fallas que cruzan el área de estudio.

1.2 Justificación

El AMSS se ha visto históricamente afectada por terremotos, actividad volcánica, inundaciones y movimientos en masa (Lexa et al., 2021). Por ello se vuelve una de las regiones del país con mayor demanda de información sísmica y tectónica; necesaria para la evaluación de amenaza sísmica y el ordenamiento territorial. Actualmente no se cuenta con estudios detallados del régimen de esfuerzos y deformación para el AMSS y alrededores. Únicamente existen estudios a gran escala que no toman en cuenta las estructuras geomorfológicas locales presentes (volcán San Salvador y caldera de Ilopango). En ese marco se pretende aportar conocimientos a través del análisis de sismicidad, inversión de mecanismos focales y cálculo de deformación, para caracterizar el campo de esfuerzos y deformación en la zona con un enfoque más local. Finalmente, se busca mostrar los resultados obtenidos sobre el campo de

intensidades macrosísmicas para describir la información que esta investigación aporta a las zonas que han sido mayormente afectadas por terremotos, lo cual pretende ser de utilidad para futuros estudios de evaluación de la amenaza sísmica del AMSS.

1.3 Hipótesis

Es posible describir y caracterizar el régimen de esfuerzos tectónicos y deformación en San Salvador, El Salvador a partir de la inversión de mecanismos focales y datos de velocidades GNSS.

1.4 Objetivos

1.4.1 Objetivo general

Describir el régimen de esfuerzos tectónicos y de deformación en San Salvador, El Salvador a partir de mecanismos focales, velocidades GNSS y sismicidad.

1.4.2 Objetivos específicos

- Generar mapas de esfuerzos tectónicos en San Salvador a partir de la inversión de mecanismos focales.
- Definir la deformación a partir de velocidades GNSS en el área de estudio.
- Realizar un análisis estadístico espacial y frecuencial de la sismicidad registrada en la zona desde 1984 hasta el 2021.
- Correlacionar información macro-sísmica con parámetros de fallas y regímenes de esfuerzos tectónicos.

Capítulo 2. Marco teórico

2.1 Tensor de esfuerzos

En geología estructural se define el esfuerzo como una fuerza (\vec{F}), dividida por el área del plano (A) sobre el que actúa:

$$\vec{\sigma} = -\frac{\vec{F}}{A} \quad (1)$$

Donde la fuerza es un vector y el área es un escalar. Por lo que el esfuerzo también es un vector (Allmendinger et al., 2011).

Para determinar el estado de esfuerzos en un punto se deben definir los esfuerzos en un espacio tridimensional, donde sus ejes sean ortogonales entre sí. Esta descripción se hace mediante el tensor de esfuerzos, que relaciona la fuerza (\vec{F}) con el área unitaria (A) por medio de una matriz de nueve componentes, como se muestra.

$$\sigma_{ij} = \begin{pmatrix} \sigma_{11} & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\ \sigma_{21} & \sigma_{22} & \sigma_{23} \\ \sigma_{31} & \sigma_{32} & \sigma_{33} \end{pmatrix} \quad (2)$$

El estado de esfuerzo se describe con las nueve componentes del tensor σ_{ij} , debido a las propiedades de simetría del tensor de esfuerzo ($\sigma_{ij} = \sigma_{ji}$ para $i \neq j$) sólo seis componentes son independientes entre sí. Además, 3 componentes actúan normales a la superficie (con $i = j$) y 6 actúan paralelo a la superficie (con $i \neq j$), como se muestra en la Figura 2. Entonces los autovalores del tensor de esfuerzo corresponden a los esfuerzos principales σ_1 , σ_2 y σ_3 que describen el estado de esfuerzos (Heidbach et al., 2016).

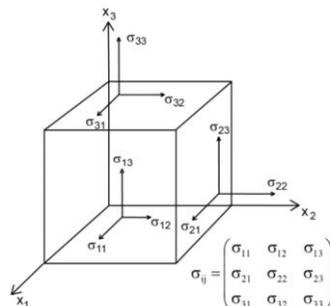


Figura 2. Componentes del tensor de esfuerzos σ_{ij} y esfuerzos principales. Tomado de Heidbach et al. (2016)

2.1.1 Fallas y regímenes de esfuerzos tectónicos

Las fallas son fracturas en la corteza a lo largo de las cuales ha tenido lugar un desplazamiento apreciable, siendo los movimientos súbitos a lo largo de las mismas el origen de los terremotos (Tarbuck et al., 2005). Existen tres tipos de fallas principales a los que se asocian los movimientos de ruptura: falla normal, falla inversa y falla de rumbo o cizalla.

Los esfuerzos principales son los mayores esfuerzos que actúan sobre un elemento y su notación es σ_1 , σ_2 y σ_3 , con $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ (Stein y Wysession, 2003). Según la orientación de estos ejes principales y la relación de sus magnitudes relativas, se puede describir tres tipos de regímenes tectónicos de esfuerzos:

- Régimen inverso o compresivo.
- Régimen transcurrente o de cizalla.
- Régimen normal o extensional.

Como describe Stein y Wysession (2003), en el régimen inverso o compresivo el esfuerzo que está orientado verticalmente es el menor, y la fractura resultante forma un ángulo $\leq 45^\circ$ con la superficie horizontal, donde la falla correspondiente se describe como una falla inversa o de cabalgamiento. Por su parte el régimen de cizalla o rumbo presenta un movimiento que es principalmente horizontal, donde los esfuerzos máximo y mínimo están contenidos en el plano horizontal y el esfuerzo intermedio es en la vertical. Finalmente, en el régimen normal o extensional el máximo esfuerzo está en la vertical, la fractura resultante suele formar un ángulo entre 45° y 90° , y las rocas del bloque colgante están desplazadas hacia abajo en relación con las del bloque base.

Los esfuerzos también se definen con la letra S en la notación geológica/geofísica estándar (con $S_1 > S_2 > S_3$), con esfuerzos compresivos positivos, de manera que S1 es el máximo esfuerzo compresivo y S3 es el mínimo. También se suele denotar el esfuerzo horizontal máximo como SHmax, el esfuerzo horizontal mínimo por SHmin y Sv el esfuerzo en la vertical (Heidbach et al., 2016).

En la Figura 3 se muestra un esquema de la orientación de los esfuerzos para los tipos de fallas normal, inversa y de rumbo, sus respectivos mecanismos focales con vista en planta y sección transversal. Estos esquemas se basan en el modelo de fracturación de Anderson de 1951, que establece una relación entre

el estado de esfuerzos, la simetría y la orientación de las fracturas de las rocas. Dicho modelo considera una deformación plana con $\epsilon_2=0$ que es difícil de encontrar en sistemas de fallas reales, sin embargo sirve como referente para introducir el modelo cinemático (Fernández et al., 2011).

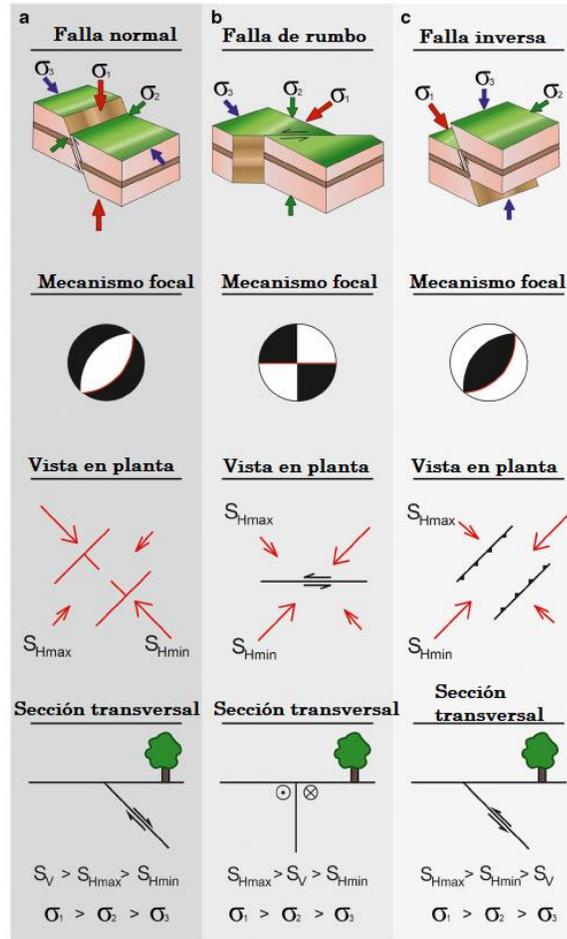


Figura 3. Representación esquemática de los regímenes tectónicos según la orientación de los ejes de esfuerzos. Tomado y Modificado de Ulutas, (2020).

2.2 Tensores de deformación

Todo lo que podemos observar en la corteza terrestre es el producto final de la imposición de esfuerzos sobre la misma, y eso es lo que se conoce a grandes rasgos como deformación. Cuando las deformaciones son muy pequeñas se denominan infinitesimales, y son importantes para describir procesos muy lentos de la Tierra que producen deformación en una escala de años a siglos (Allmendinger et al., 2011).

Las presentaciones de la deformación en los textos de geología estructural comienzan con algunas medidas simples unidimensionales de la deformación, extensión (e), estiramiento(S) y alargamiento cuadrático (λ), según Allmendinger et al. (2011) se denotan como sigue:

$$e = \frac{l_f - l_i}{l_i} \quad (3)$$

$$S = \frac{l_f}{l_i} \quad (4)$$

$$\lambda = S^2 = \left(\frac{l_f}{l_i}\right)^2 \quad (5)$$

Donde l_f es la longitud final y l_i es la longitud inicial. La presencia de l_i en el denominador de las ecuaciones señala una suposición implícita de que el estado inicial es el estado de referencia. La matriz de gradiente de deformación es la siguiente:

$$\begin{pmatrix} x_1 \\ x_2 \\ x_3 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \frac{\partial x_1}{\partial X_1} & \frac{\partial x_1}{\partial X_2} & \frac{\partial x_1}{\partial X_3} \\ \frac{\partial x_2}{\partial X_1} & \frac{\partial x_2}{\partial X_2} & \frac{\partial x_2}{\partial X_3} \\ \frac{\partial x_3}{\partial X_1} & \frac{\partial x_3}{\partial X_2} & \frac{\partial x_3}{\partial X_3} \end{pmatrix} \begin{bmatrix} X_1 \\ X_2 \\ X_3 \end{bmatrix} \quad (6)$$

Donde las X representan las coordenadas de la posición inicial y las x las coordenadas de la posición final. Tal como se muestra en la Figura 4 siguiente.

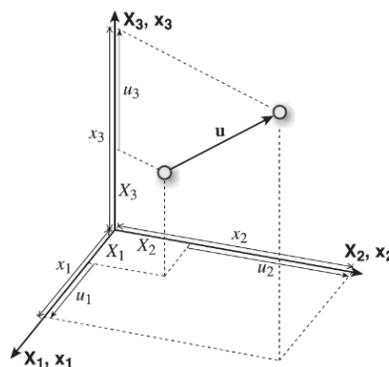


Figura 4. Desplazamiento de un punto por vector u en tres dimensiones. Los ejes X y x se refieren las coordenadas antiguas y nuevas, respectivamente. Tomado de Allmendinger et al. (2011).

Asimismo, el gradiente de deformación con respecto al estado inicial se indica en la ecuación (7) y con respecto al estado final en la ecuación (8).

$$x_i = \frac{\partial x_i}{\partial X_j} X_j \quad (7)$$

$$X_i = \frac{\partial X_i}{\partial x_j} x_j \quad (8)$$

Por su parte el gradiente de desplazamiento respecto al estado inicial se indica en la ecuación (9) y con respecto al estado final en la ecuación (10).

$$u_i = \frac{\partial u_i}{\partial X_j} X_j \quad (9)$$

$$u_i = \frac{\partial u_i}{\partial x_j} x_j \quad (10)$$

Por otro lado, el tensor deformación es un tensor simétrico usado para caracterizar el cambio de forma y volumen de un cuerpo. En tres dimensiones tiene la forma general:

$$\varepsilon_{ij} = \begin{pmatrix} e_{11} & e_{12} & e_{13} \\ e_{21} & e_{22} & e_{23} \\ e_{31} & e_{32} & e_{33} \end{pmatrix} \quad (11)$$

Se debe tomar en cuenta que los componentes e_{ij} en general varían de punto a punto del cuerpo y por tanto la deformación de cuerpos tridimensionales se representa por un campo tensorial (Allmendinger et al., 2011).

Los significados de los términos e_{ij} son los siguientes:

- e_{11} , e_{22} y e_{33} : indica extensiones/elongaciones paralelas a los ejes del sistema de referencia
- e_{12} : indica rotación de una línea paralela al eje 2 hacia el eje 1 (alrededor del eje 3)

- e_{13} : indica rotación de una línea paralela al eje 3 hacia el eje 1 (alrededor del eje 2)

Cualquier tensor asimétrico puede expresarse como la suma de un tensor simétrico y un tensor asimétrico, así en el caso del tensor gradiente de desplazamiento se tiene que:

$$e_{ij} = \varepsilon_{ij} + w_{ij} \quad (12)$$

Donde

$$\varepsilon_{ij} = \frac{1}{2}(e_{ij} + e_{ji}), \quad w_{ij} = \frac{1}{2}(e_{ij} - e_{ji}) \quad (13)$$

Llamamos ε_{ij} al tensor de deformación infinitesimal (instantánea) que es un tensor simétrico y w_{ij} al tensor de rotación que es un tensor asimétrico (Stein y Wysession, 2003).

2.3 Valor de b de la relación de Gutenberg-Richter

La ley de Gutenberg-Richter expresa la relación entre la magnitud y el número total de sismos en una región y en un período de tiempo definido (Gutenberg y Richter, 1944). Esta se expresa con la ecuación:

$$\log_{10}(N) = a - b \cdot M \quad (14)$$

Donde N es el número de eventos de magnitudes superior a M, a y b corresponden con la ordenada en el origen y a la pendiente, respectivamente (Figura 5).

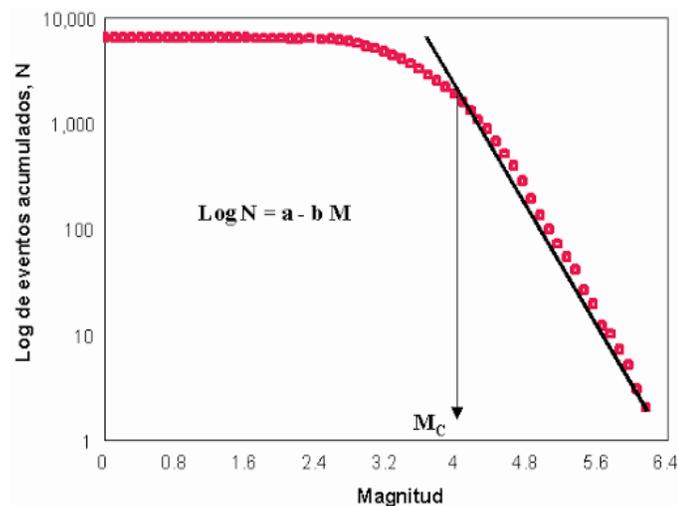


Figura 5. Relación de recurrencia típica de acuerdo con la distribución Gutenberg-Richter. Tomado de Bendito et al. (2002)

La relación de Gutenberg-Richter para la curva acumulada suele mostrar dos tendencias de recta: una línea horizontal y una recta que decae linealmente (Figura 5). La parte plana del gráfico se debe a las características de la red de estaciones y su limitación para localizar sismos de magnitud baja, mientras que la parte que decae linealmente responde a las características de sismogénicas inherentes a la región (Mendoza Ponce, 2012).

Los parámetros a y b de la relación de Gutenberg- Richter se pueden calcular usando un catálogo sísmico para un periodo de tiempo determinado y un área específica. Dicho catálogo deber ser lo suficientemente grande e incluir la sismicidad histórica. Los métodos más comunes para su cálculo son: el ajuste lineal o mínimos cuadrados y la estimación de máxima verosimilitud. Investigaciones recientes (Arroyo, 2020; Nava et al., 2017) recomiendan que este cálculo se realice por medio del método de máxima verosimilitud propuesta por Aki (1965).

En cuanto a valores de b reportados en diferentes volcanes del mundo, se tiene que: en el volcán Monserrat, Power et al. (1998) encontraron que el valor de b variaba especialmente desde zonas con $b \approx 1.0$ hasta zonas anómalas con $b > 3.0$; en la caldera de Long Valley, Wiemer et al. (1998) encontraron que b variaba entre 0.6 -2.0, y que las regiones con valores más altos eran cercanas al domo resurgente; en el volcán Off-Ito se encontró que las regiones que presentaban los valores más altos de b reflejan condiciones altamente fracturadas rodeando las cámaras magmáticas, mientras que los valores de b normales ($b < 1$) se encontraron en áreas circundantes (Wyss et al., 1997).

2.4 Intensidades macrosísmicas

Escala Sísmica Modificada de Mercalli	
I. Imperceptible	Microsismo, detectado por instrumentos
II. Muy Leve	Sentido por algunas personas (generalmente en reposo)
III. Leve	Sentido por algunas personas dentro de edificios
IV. Moderado	Sentido por algunas personas fuera de edificios
V. Poco Fuerte	Sentido por casi todos
VI. Fuerte	Sentido por todos
VII. Muy Fuerte	Las construcciones sufren daño moderado
VIII. Destructivo	Daños considerables en estructuras
IX. Muy Destructivo	Daños graves y pánico general.
X. Desastroso	Destrucción en edificios bien construidos
XI. Muy Desastroso	Casi nada queda en pie
XII. Catastrófico	Destrucción total

Figura 6. Escala de Mercalli (MMI) descrita con números romanos del I al XII. Tomada de Pin Molina (2017).

La conocida escala de intensidad de Mercalli Modificada (*MMI por sus siglas en inglés*), parte de la escala propuesta por Giuseppe Mercalli en 1902, que fue modificada por Wood y Neumann, (1931). Esta, que constituye la base de la mayoría de las escalas modernas de intensidad, consta de 12 grados (Figura 6) y recoge los efectos que un terremoto causa a las personas, a las construcciones, y al entorno natural.

El término macrosísmico se usa para denotar aquellos efectos de un sismo que pueden ser determinados sin el uso de instrumentos (Fernández-Castany, 2002). Hoy en día los estudios macrosísmicos de terremotos son vitales para estudios de calibración de sismos históricos, estudios de atenuación de áreas específicas (Allen y Wald, 2009) y para investigaciones de vulnerabilidad, riesgo y peligro sísmico (Benito y Jimenez, 1999).

Históricamente, los mapas de intensidades han sido utilizados con diversos propósitos en el campo de la sismología y la ingeniería, ya que indican la extensión geográfica de los daños y su variación espacial. Generalmente el nivel más alto de intensidad observado corresponde a la intensidad epicentral y refleja la severidad del terremoto (Benito y Jimenez, 1999), además permiten calcular diversos parámetros focales de los terremotos históricos como muestra Salcedo-Hurtado et al. (2021).

Capítulo 3. Área de estudio

3.1 Tectónica regional

La geodinámica de Centroamérica se caracteriza por la interacción entre las placas tectónicas del Caribe, Cocos, Nazca, la microplaca de Panamá y la placa de Norteamérica (Figura 7). El Salvador se ubica en el límite occidental de la placa de Caribe, dentro del Bloque de Chortis; y su actividad sísmica es generada principalmente por dos procesos: 1) la subducción de la placa de Cocos bajo la placa del Caribe y, 2) el movimiento del bloque antearco en dirección Noroeste (paralelo a la subducción) considerando la placa de Caribe fija. El último proceso genera sismos superficiales con profundidades menores a los 30km, de carácter destructivos por su cercanía con zonas urbanas (Alvarado et al., 2011).

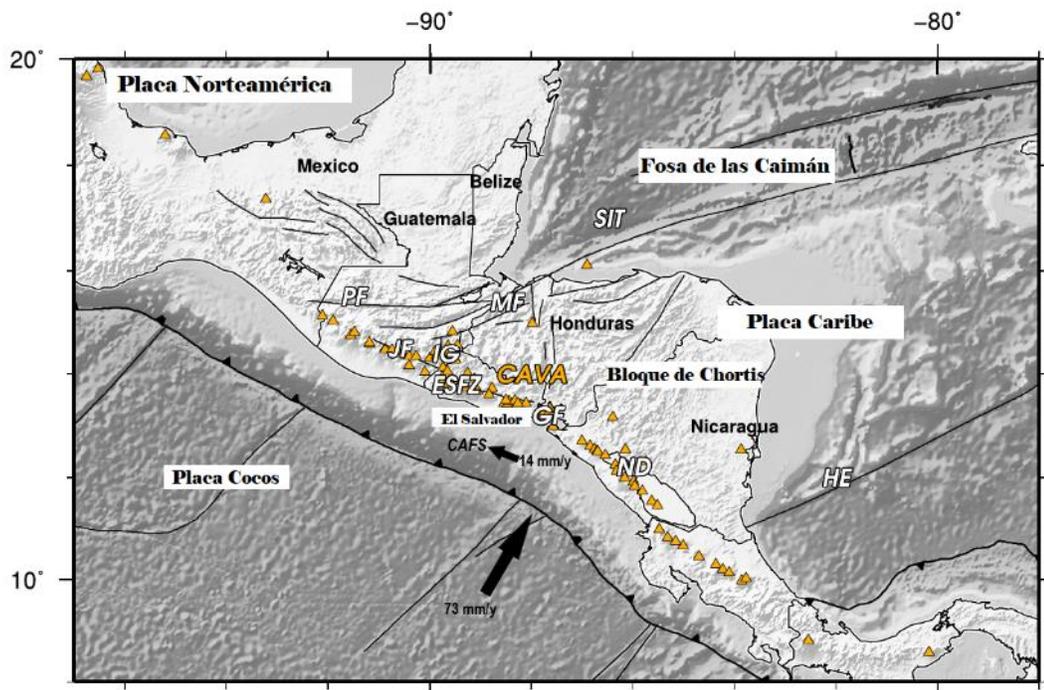


Figura 7. Mapa topográfico del norte de Centroamérica con los principales elementos tectónicos. Las flechas negras muestran el movimiento de las placas y bloques en relación con la placa del Caribe (DeMets et al., 2010). CAVA: arco volcánico de Centro América; CAFS: Bloque Antearco Centro América; ESFZ: Zona de Falla de El Salvador; GF: Golfo de Fonseca; IG: Ipala Graben; JF: Falla de Jalpatagua; ND: Depresión Nicaragüense; PF: Falla del Polochic. Tomado y Modificado de Alonso-Henar et al. (2015)

La convergencia noreste entre las placas de Cocos y Caribe tiene una velocidad entre 70 y 85 mm a⁻¹ y una

escasa oblicuidad (DeMets et al., 2000). Esta convergencia se manifiesta en la Fosa Mesoamericana paralela a la costa pacífica, que genera una intensa actividad sísmica y volcánica. Mientras que la franja de antepaís se desplaza hacia el oeste-noroeste a una velocidad de 12-14 mm a⁻¹, quedando anclada a la placa norteamericana en Chiapas y el oeste de Guatemala (Álvarez-Gómez et al., 2019)

Por otra parte, el movimiento relativo del Bloque de Chortis y la placa Caribe en su conjunto hacia el este, implica una falta de acoplamiento en el sector El Salvador-Nicaragua que favorece la existencia de un régimen de deformación de desgarre dextral con mayor o menor componente extensional a lo largo del Arco Volcánico (Álvarez Gómez, 2009).

Adicionalmente, Álvarez-Gómez et al. (2019) propone un modelo cinemático para la triple unión entre las placas Norteamérica, Cocos y Caribe. En el cual se plantea que el movimiento del bloque antearco es similar a un tren de empuje-tracción; donde la placa norteamericana tira del antearco hacia el oeste, y la subducción de Cocos con mayor acoplamiento en Costa Rica genera un empuje en la cola del antearco. La acción conjunta de ambos procesos hace que el bloque se comporte casi como un bloque rígido, ya que limita la posible deformación interna a lo largo del mismo.

La alta velocidad relativa de las placas determina en gran medida la estructura neotectónica y la geomorfología de Centroamérica (Canora Catalán, 2011). A escala global el Arco Volcánico Centroamericano (CAVA *por sus siglas en inglés*) de aprox. 1,500 kilómetros, forma parte del Cinturón de Fuego del Pacífico (Saxby et al., 2016) y se extiende desde el sureste de México hasta el valle de Costa Rica. El Arco Volcánico de El Salvador constituye uno de los segmentos más activos del CAVA, incluye 21 volcanes, cuatro de los cuales han entrado en erupción en el último siglo: Santa Ana, Izalco, San Salvador y San Miguel. Los depósitos de estos volcanes, junto con las rocas volcánicas de edades comprendidas entre el Cenozoico y el presente, constituyen la mayor parte de la geología de El Salvador (Pedrazzi et al., 2019).

3.2 Tectónica local: El Salvador

La principal estructura del país es la ZFES que consiste en un sistema de falla E-O de desgarre dextral de aproximadamente 150 km de longitud y 20 de anchura (Figura 8), cuyo movimiento ha generado una serie de cuencas plio-cuaternarias (Martínez-Díaz et al., 2004). Fue identificada por primera vez después del terremoto de Mw 6.6 de febrero de 2001 localizado en el segmento San Vicente a 61 km al oeste de San

Salvador; la ZFES se destaca por su alta actividad sísmica, responsable de muchos de los terremotos destructivos que ha sufrido el país (Martínez-Díaz et al., 2004; Canora et al., 2014).

Los terremotos superficiales (profundidades < 30 km) coinciden en ubicación con el arco volcánico Cuaternario en regiones delimitadas por fallas (Figura 8). Estas fallas acomodan los movimientos de desgarre paralelos a la fosa (White et al., 1987) e históricamente se les han atribuido magnitudes moderadas (Mw 5.5 - 6.8). A pesar de ser terremotos de menor magnitud que los de subducción, la poca profundidad a la que se generan, la baja recurrencia y proximidad a las poblaciones hace que estos eventos sísmicos generen mayor destrucción que los grandes terremotos de la fosa (White y Harlow, 1993).

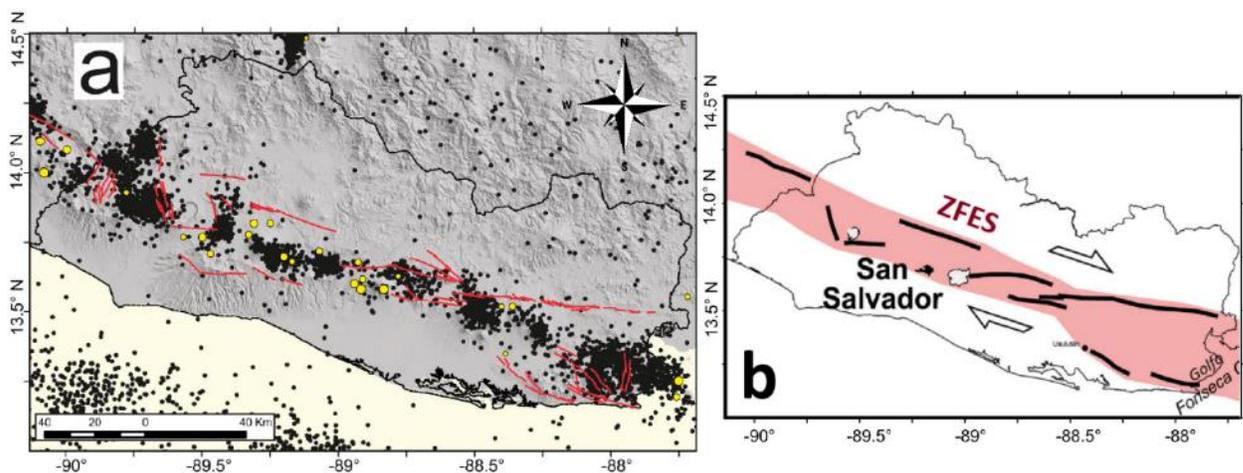


Figura 8. Mapa de sismicidad con actividad superficial concentrada a lo largo del arco volcánico y en regiones delimitadas por fallas. a) Puntos negros: epicentros de los terremotos someros (profundidad < 10 km) de magnitud Mw > 1.7 para el periodo: 1522-Dic 2019 a partir del catálogo sísmico del MARN. Los puntos amarillos son los epicentros de eventos con Mw > 5.5. -b) Delimitación de la Zona de Falla de El Salvador (ZFES). Tomado y modificado de Martínez-Díaz et al. (2021).

Basándose en el análisis de los movimientos relativos de las fallas, DeMets et al. (2000) describe que la ZFES se caracteriza por un estado transtensional con un movimiento horizontal de aproximadamente 14 mm a-1. Recientemente Martínez-Díaz et al. (2021) propone dominios tectónicos activos para el país (Figura 9) controlados por tres regímenes de deformación actuales: 1) el bloque de corteza Antearco dominado por una traslación rígida hacia el oeste con velocidades GPS más rápidas y homogéneas; 2) zonas dominadas por deformación coaxial extensional distribuida E-O; y 3) bandas con deformación compatible con régimen transtensional.

3.3.1 Complejo volcánico San Salvador

El complejo volcánico de San Salvador (CVSS) con elevación de 1,893 m sobre el nivel del mar, está formado por 25 conos secundarios y por el volcán Boquerón que es el más joven y activo, ubicado dentro del antiguo volcán de San Salvador (Figura 10). El CVSS tiene un largo registro de erupciones magmáticas y freatomagmáticas que abarcan los últimos 36,000 años (Sofield, 1998).

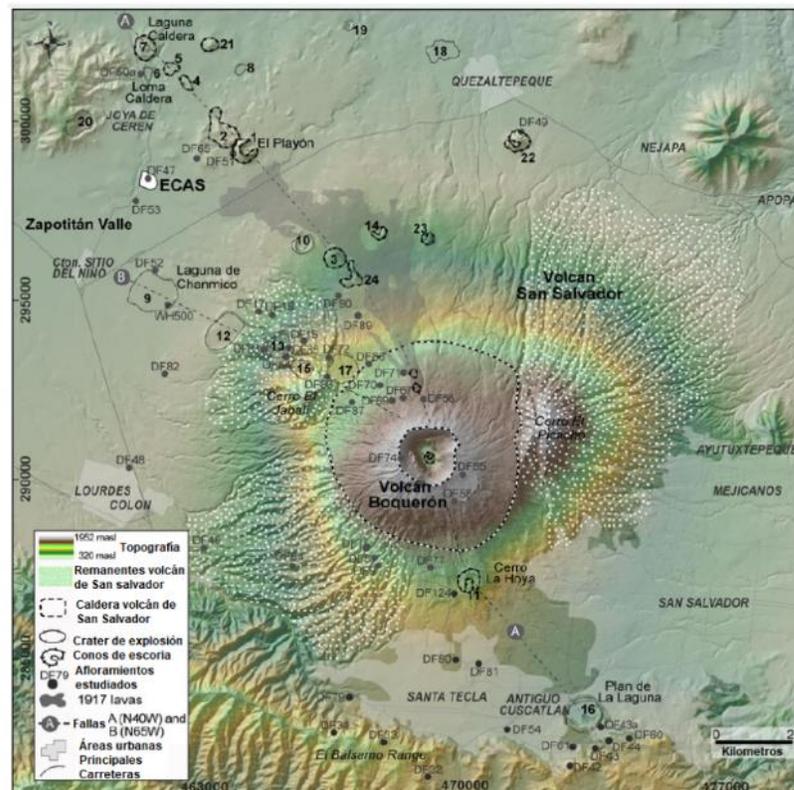


Figura 10. Mapa del complejo volcánico de San Salvador (CVSS). Los respiraderos secundarios del volcán se localizan a lo largo de los principales sistemas de fallas. Tomado y Modificado de Ferrés et al. (2011).

El AMSS se extiende hasta las laderas del edificio volcánico, donde más de 1.2 millones de personas viven en un radio de 10 km del cráter (DIGESTYC, 2007). En la actualidad, el volcán muestra pocos signos de actividad, pero se considera uno de los volcanes más peligrosos del arco volcánico centroamericano debido a su cercanía con los centros urbanos y su historial explosivo. Su última erupción ocurrió en 1917, dentro del respiradero central y en el flanco norte, generando coladas de lava que se extendieron por varios kilómetros (Ferrés et al., 2011).

3.3.2 Caldera de Ilopango

La caldera de Ilopango (CI) se localiza a 10 km de la ciudad de San Salvador (Figura 1) y forma parte del mismo lineamiento eruptivo que los volcanes de San Salvador y San Vicente (Pedrazzi et al., 2019). Representa una estructura grande de larga duración, altamente explosiva y de las más activas de El Salvador (Suñe-Puchol et al., 2019). La caldera forma un gran lago creado por sucesivos colapsos del edificio que dieron lugar a la emisión de cantidades importantes de tefras depositadas en el centro del país (Mann et al., 2004; Rolo et al., 2004).

Garibaldi et al. (2016) señala que la caldera está localizada dentro de la zona de San Salvador Pull-Apart que es una estructura tectónica orientada NO-SE, con dinámica trans-tensiva derecha, paralela a la trinchera mesoamericana. Las fallas transcurrentes del graben/pull-apart parecen controlar la morfología de la caldera, su formación y sus erupciones volcánicas (Suñe-Puchol et al., 2019). Además, Saxby et al. (2016) la describe como una caldera de deslizamiento de rumbo.

Según Suñe-Puchol et al. (2019) la caldera de Ilopango tuvo múltiples erupciones de colapso durante su historia eruptiva. Las tres primeras erupciones formadoras de caldera generaron productos de tobas riolíticas y calcáreas, lo cual es común para magmas en zonas de subducción de márgenes continentales, como el Arco Volcánico Centroamericano. Además, relaciona estos tres episodios de formación de calderas con la evolución de la ZFES, que en realidad involucra grandes fallas de rumbo y cuencas de separación.

3.4 Geología zona de estudio

Recientemente Lexa et al. (2021) ha actualizado la geología del AMSS a escala 1:50,000 mediante campañas de campo, revisión de cartografía y fotografías aéreas existentes. Además de realizar análisis de las estructuras geológicas y reconstrucción de los volcanes y calderas originales. En este estudio se reportan las unidades litoestratigráficas: formación Bálsamo, Cuscatlán y San Salvador (Figura 11). El territorio del AMSS tiene la particularidad de ser una superposición de rocas antiguas y tefras del volcán de San Salvador e Ilopango (Pleistoceno Tardío al Holoceno) de espesor que va desde decenas de centímetros a decenas de metros.

La Formación de San Salvador (Pleistoceno Superior- Holoceno) incluye la mayoría de productos recientes del estratovolcán San Salvador y de sus centros parasitarios (flujos de lava, escombros, tefras, epiclasticos)

y los productos volcánicos más jóvenes de Ilopango denominados colectivamente como Tierras Blancas. Las unidades de tefra están separadas por horizontes de suelo fósil y acumulaciones de depósitos eólicos de color marrón (Lexa et al., 2021).

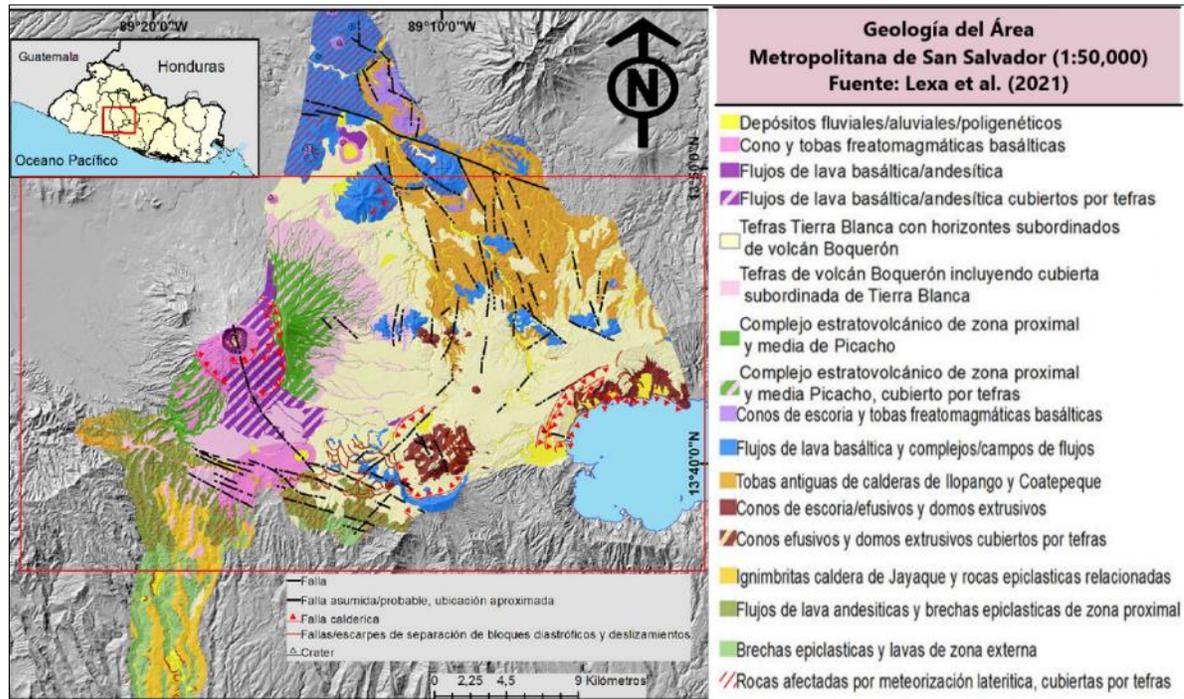


Figura 11. Mapa geológico escala 1:50,000 del AMSS. Los volcanes activos Ilopango y San Salvador están delimitado al sur y al norte por sistemas de fallas normales y laterales. El recuadro rojo enmarca el área de estudio en el presente trabajo. Tomado y modificado de Lexa et al. (2021).

Las tefras Tierra Blanca Joven (TBJ) tienen espesor variable dependiendo del relieve y de la distancia a la caldera Ilopango y se han reconocido 8 unidades etiquetadas de A0 a G. En el área cercana a la caldera de Ilopango hay presencia, debajo de las tefras TBJ (con más de 20 m de espesor), de un estrato de tefras redepositadas y de tefras de pómez de los horizontes más antiguos de Tierra Blanca, que probablemente corresponde con el nivel antiguo del lago (Hernández Guevara, 2004; Pedrazzi et al., 2019).

Las pendientes verticales de la caldera de Ilopango alcanzan hasta cientos de metros por encima del nivel actual del lago y la parte predominante de la ladera consiste en un complejo de flujos piroclásticos y de varios depósitos epiclásticos (Chávez et al., 2020). Parte de las laderas están conformadas por domos andesíticos/dacíticos más o menos resistentes que permanecieron en la caldera (Saxby et al., 2016). La parte sur del área de estudio, conocida geográficamente como la Cordillera del Bálsamo, son relictos fósiles de la estructura original de grandes volcanes (Lexa et al., 2011).

Capítulo 4. Recopilación de datos

4.1 Catálogo sísmico y de mecanismos focales

Se dispone del catálogo de sismos y mecanismos focales proporcionado por el Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales (MARN) de El Salvador, quien es la entidad encargada del monitoreo sísmico del país desde el año 2007, al absorber al extinto Servicio Nacional de Estudios Territoriales (SNET).

La sismicidad en San Salvador está caracterizada principalmente por eventos de pequeña a moderada magnitud (2.5-5.5). En el periodo de 1984-2021 se registraron un total de 6,043 sismos, los cuales fueron asociados a fallas geológicas locales. Las magnitudes de los sismos compilados oscilan entre 0.1-5.7 MI y poseen profundidades menores a los 30 kilómetros, con una profundidad promedio de 5.4 km.

Para comprender mejor la distribución espacial y temporal de la sismicidad compilada, se aborda de forma breve la evolución de la red sísmica de El Salvador, con énfasis en el área de estudios. Según el Compendio sismológico de El Salvador (MARN, 2021), los primeros sensores sísmicos fueron instalados en la década de 1890; a partir de entonces la red ha tenido grandes avances en la instrumentación. La Tabla 2 presenta los avances más significativos en la instrumentación de la red a lo largo de los años.

Tabla 2. Desarrollo y mejoras de la red sísmica de El Salvador.

Periodo	Acción de mejora
1984	Instalación de la primera red telemétrica del país
1992	Fortalecimiento de la red sísmica para el AMSS y adquisición de estaciones digitales
2003	Instalación de los primeros acelerógrafos digitales
2011-2012	Adquisición de diez estaciones acelerográficas
2014	Instalación de 11 estaciones acelerográficas y 5 estaciones de banda ancha
2020-2021	Instalación de 25 estaciones acelerográficas con el objetivo de fortalecer la red sísmica en miras de la alerta temprana por sismos

La Figura 12 siguiente muestra la evolución de la red sísmica para nuestra área de interés. En la actualidad hay alrededor de 105 instrumentos sísmicos desplegados en territorio nacional, y 20 en el área de estudio.

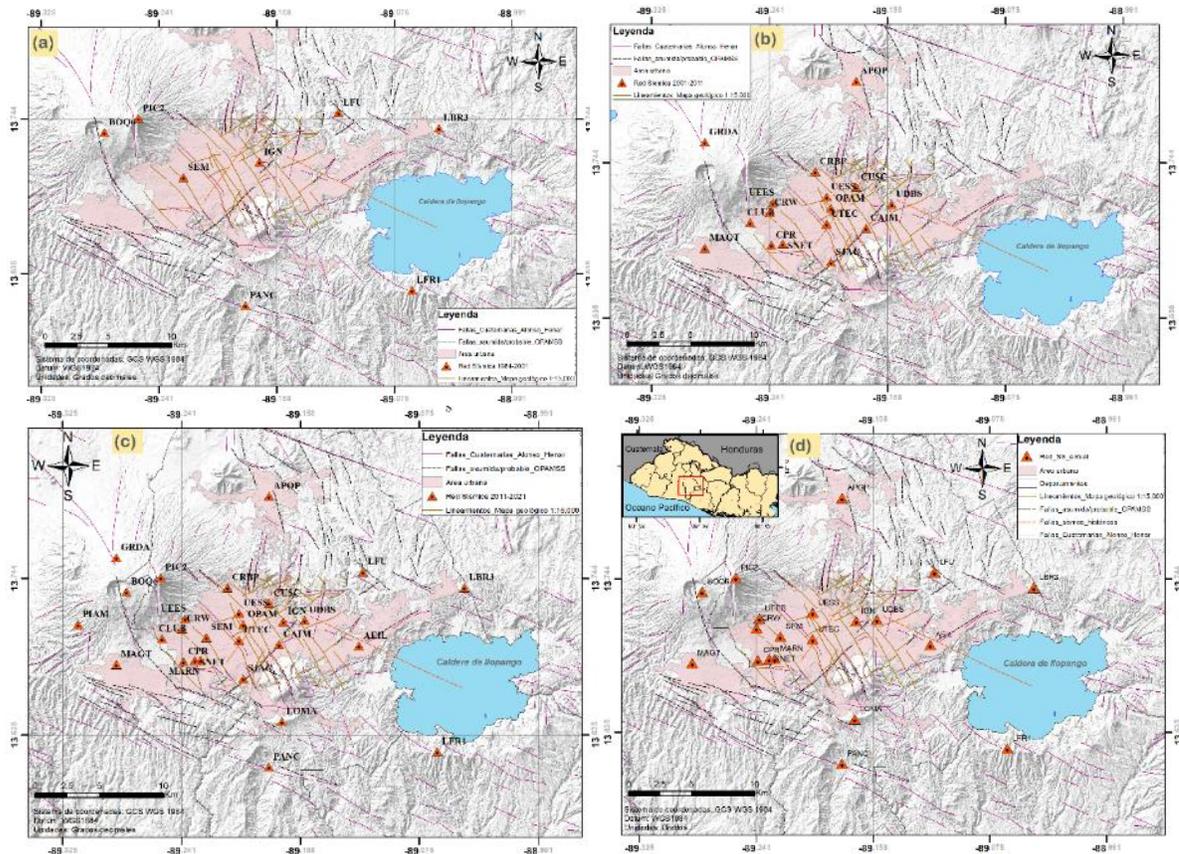


Figura 12. Evolución de la red sísmica en el área de estudio. (a) Periodo 1984-2001, (b) Periodo 2001-2011, (c) Periodo 2011-2021 y (d) Actualidad (agosto 2023).

En cuanto a la sismicidad relevante del catálogo, el sismo más destructivo registrado en el AMSS y alrededores, ocurrió el día 10 de octubre de 1986 y provocó graves daños en San Salvador. Este sismo causó la muerte de aproximadamente 1,500 personas y dejó 10,000 heridos, a pesar de tener una magnitud moderada de 5.7 Mw se percibió con intensidades de VIII- IX en la capital, debido a su poca profundidad ~ 8 km (White y Harlow, 1993).

Para esta zona se tiene registro de al menos 23 enjambres o series sísmicas (MARN, 2021), las más relevantes registradas en octubre de 1986, febrero-marzo 2001 y abril de 2017.

En cuanto a la base de mecanismos focales, inicialmente se compiló un catálogo con todos los mecanismos existentes en la zona de estudio, este catálogo cuenta con 214 eventos con magnitudes desde 1.9 a 5.7 MI. Posteriormente ese catálogo se depuró, y para su depuración se descartaron los mecanismos de mala calidad (número de estaciones < 3), con magnitudes menores a 2.0 MI, e incongruentes con la cinemática de la zona y sus vecinos cercanos.

En la Figura 13 se muestra la distribución espacial de los mecanismos focales del catálogo inicial (izquierda) y final depurado (derecha). En el proceso se descartaron un total de 36 mecanismos, que equivalen al 16.8% de catálogo inicial, con la consideración de no perder cobertura y tampoco información significativa de la zona de estudio.

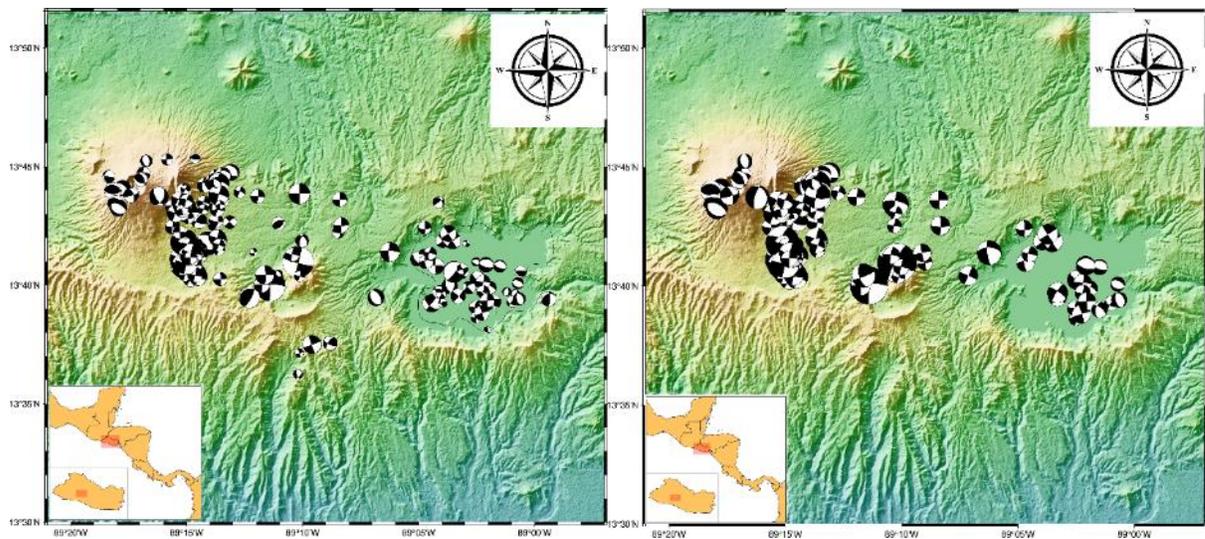


Figura 13. Catálogo de mecanismos focales recopilados. Izquierda: mapa de mecanismos focales en catálogo inicial (214 mecanismos), derecha: mapa de mecanismos focales depurados (178 mecanismos).

Es importante aclarar que durante la depuración del catálogo se eliminaron mecanismos focales de baja calidad (año < 2001, gap azimutal >180° y RMS mayor a 1.0). Los mecanismos resultaron ser de tipo inverso, que además no coincidían con la cinemática de sus vecinos e introducían errores en el análisis de inversión.

La Figura 14 muestra los diagramas ternarios que agrupan los mecanismos en función del tipo de ruptura, se observa que para el catálogo final depurado (derecha) disminuyen el número de mecanismos de tipo inversos y oblicuos.

Para conocer la calidad del catálogo depurado se realizó una clasificación en base a la adaptación de criterios propuestos por diversos autores. Por mencionar algunos, Lentas (2017) asigna calidad D a los mecanismos focales con gap azimutal menor a 150° , Heidbach et al. (2018) asigna calidad C a mecanismos focales con magnitud mayor o igual a 2.5, y Herrera et al. (2021), establece cuatro categorías de calidad que van de la A (solución estable) a la D (solución inestable), en la cual considera mecanismos de calidad A y B a los calculados con al menos 10 estaciones y con gap azimutal inferior a 180° .

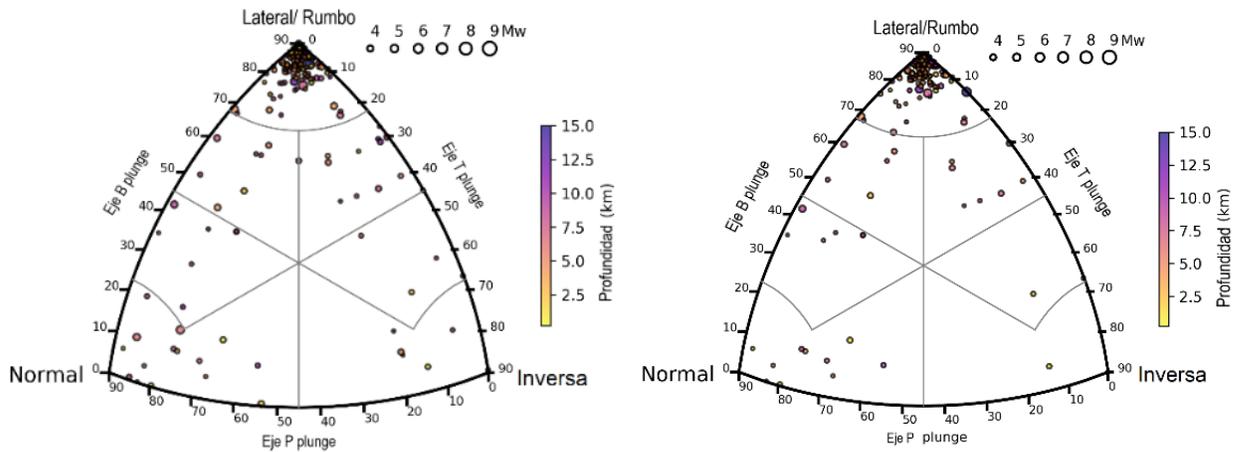


Figura 14. Diagrama ternario de clasificación de mecanismos focales elaborado con el programa FMC (Álvarez-Gómez, 2019). Izquierda: catálogo inicial de 214 mecanismos focales, derecha: catálogo depurado con 178 mecanismos focales.

El catálogo final de mecanismos focales se dividió en cuatro categorías de calidad, la Tabla 3 detalla los parámetros correspondientes a cada categoría.

Tabla 3. Distribución de calidad del catálogo de mecanismos focales

Parámetro	Calidad A	Calidad B	Calidad C	Calidad D
Magnitud \geq	3.5	3.5	3	2.0
Profundidad (km)	0-25	0-25	0-25	0-25
RMS \leq	0.78	0.8	0.85	0.9
Gap Azimutal (grados) \leq	125	135	145	180
Cálculo de CMT	Si	no	no	no
Número estaciones \geq	15	13	8	7
Total mecanismos focales	11	9	34	124

*El RMS, Gap azimutal y número de estaciones corresponden a la localización del evento.

Cabe mencionar que a pesar de que la mayoría de los mecanismos focales están en la categoría D, la mayoría de ellos (117) fueron calculados después del año 2016, cuando ya se disponía de una buena red de monitoreo sísmico y del software Seiscomp, lo que arroja un resultado confiable. Además, fue posible observar que en su ubicación y tipo de ruptura son similares a los de mayor magnitud y calidad.

Con el objetivo de mejorar la calidad del catálogo de mecanismos focales y de verificar sus porcentajes de Doble Cupla (%DC) y porcentaje de Vector Lineal Dipolo Compensado (%CLVD) (Jost y Herrmann, 1989), se calcularon los mecanismos focales de 11 eventos con magnitudes iguales o mayores a 3.5 Mw. Para ello se empleó el módulo SCMTV de Seiscomp (Behr et al., 2016), que permite calcular el tensor de momento sísmico y la profundidad del centroide a través del método de inversión de Minson y Dreger (2008). Para realizar dichos cálculos se necesitó las formas de ondas de los sismos, los archivos de respuesta de cada estación, el modelo de corteza local y las funciones de Green. El porcentaje promedio de ajuste logrado para los mecanismos focales fue de 61.5, el promedio de %DC fue de 71.6 y el promedio de %CLVD fue de 23.0. Lo último nos indica una mayor componente de doble par (DC) que de dipolo vectorial lineal compensado (CLVD), en base a esto se asume que estamos trabajando con mecanismos focales de origen tectónico, más que de origen volcánico. Detalles de los resultados obtenidos se presentan en el Anexo A.

4.2 Datos de Esfuerzos sísmicos en la zona de estudio



Figura 15. Mapa de esfuerzos de El Salvador generados a partir de la base de datos del WSM. Los colores corresponden a los regímenes de esfuerzo, el color verde indica fallas rumbo deslizantes (SS), el color azul fallas inversas (TF) y el color rojo fallas normales. Mapa generado en <https://www.world-stress-map.org/casmo>.

Se generó un mapa de esfuerzos tectónicos para El Salvador (Figura 15) a partir de la información del mapa de esfuerzos mundial (*WSM por sus siglas en inglés*) de Heidbach et al. (2016), con la herramienta disponible en el sitio <https://www.world-stress-map.org/casmo>. El mapa generado presenta únicamente tres datos de calidad C para nuestra zona de interés, cuyas orientaciones de esfuerzos fueron obtenidas a partir de la inversión de mecanismos focales individuales. Cabe mencionar que las orientaciones que presenta el autor corresponden a los esfuerzos horizontales máximos (SHmax) de cada mecanismo focal y no a la orientación de la falla.

Las direcciones de esfuerzos obtenidas con Heidbach et al. (2016), son un punto de partida, ya que proveen un vistazo general de la dirección de esfuerzos principales en la zona. En este trabajo se pretende mejorar el nivel de detalle y encontrar direcciones de esfuerzos más representativas, que incluyan esfuerzos generados por estructuras locales (volcán y caldera).

4.3 Datos de velocidades GNSS

La red geodésica de El Salvador, denominada ZFESNet por sus siglas en inglés, se estableció a partir del año 2007 como parte del proyecto desarrollado entre 2007 y 2012 por la Universidad Politécnica de Madrid (UPM), con la colaboración del antiguo Servicio Nacional de Estudios Territoriales (SNET) de El Salvador (Staller et al., 2008). La ZFESNet consta de 30 estaciones GNSS de campaña (Figura 16), que cubren 200 km de largo y 70 km de ancho (Alvarado et al., 2011).

La calidad y cantidad de datos geodésicos disponibles a lo largo del arco volcánico salvadoreño y la ZFES han aumentado significativamente en los últimos años. Según el MARN (2021) para el año 2022 la red de monitoreo GNSS en San Salvador cuenta con 3 estaciones permanentes (VSSS, PMON y SSIA) y 3 por campaña (PLAY, NEJA y BOLI.).

En este trabajo se hizo uso de las velocidades GNSS reportadas por diversos autores para el país y la zona de estudio. Para elaborar los mapas de deformación se han elegido los datos reportados por Staller et al. (2016), quienes proporcionan velocidades para 18 estaciones GNSS para todo el país, con el marco de referencia de la placa del Caribe Fija.

Staller et al. (2016) presenta resultados de cuatro campañas realizadas en 2007, 2008, 2010 y 2012, que cubren un período de 4.5 años. Incluyen posiciones de los sitios en el ITRF2008 y las velocidades relativas al marco de referencia del Caribe.

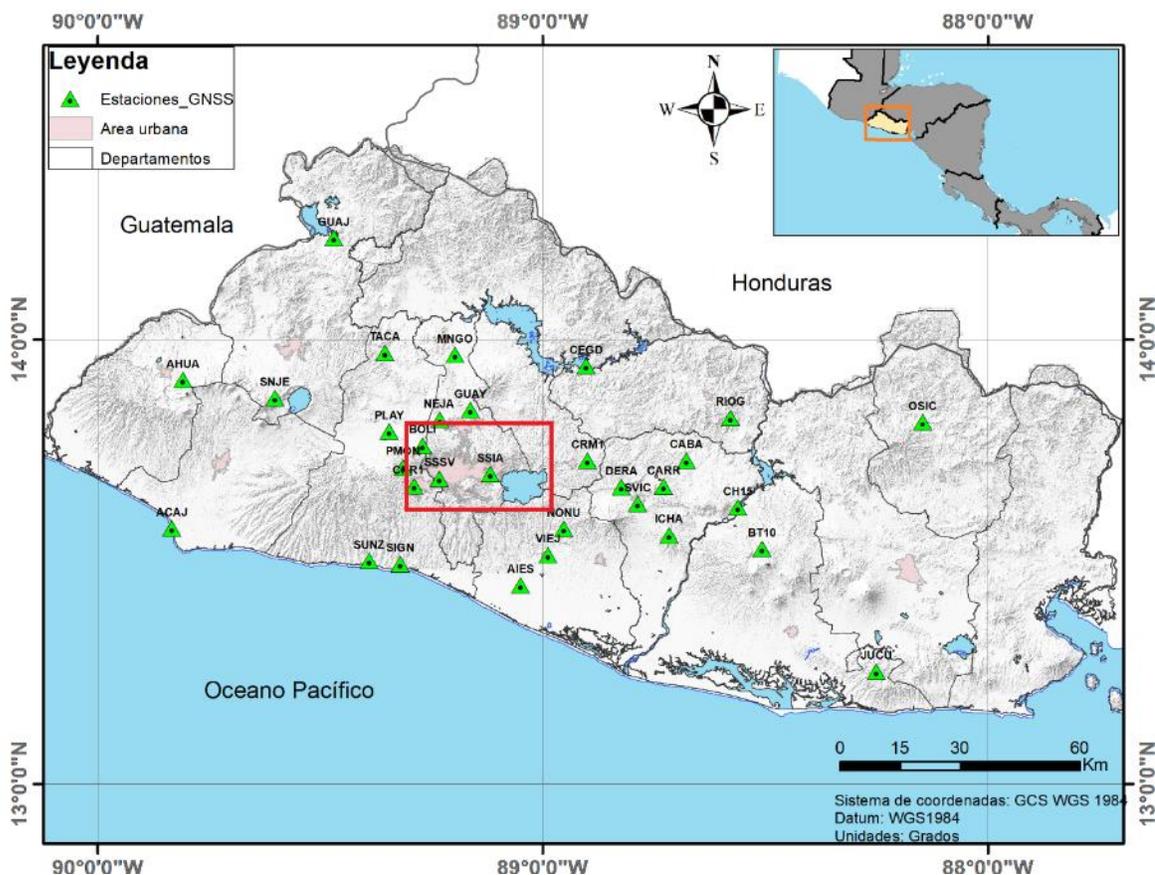


Figura 16. Mapa de la red geodésica de El Salvador (ZFESNet), el recuadro rojo delimita la zona de estudio. Localización de estaciones tomadas de Alvarado et al. (2011), Staller et al. (2016) y MARN (2021).

4.4 Catálogo de intensidades macrosísmicas.

A nivel regional Centroamérica cuenta con un catálogo de Intensidades sísmicas denominado MARGA GEHN (Peruzza et al., 2021). Este catálogo fue compilado en el marco del “Proyecto Regional de Formación Aplicada a los escenarios de Riesgos con Vigilancia y Monitoreo de los fenómenos volcánicos, sísmicos, hidrogeológicos en Centro América (RIESCA)”. Este proyecto fue dirigido por la Agencia Italiana de Cooperación para el Desarrollo, en conjunto con algunos países de Centroamérica y el Caribe. Cabe mencionar que MARGA GEHN cuenta con intensidades de sismos históricos del periodo 1500-1903 y de sismos recientes con registro instrumental del periodo 1904-2018 (Figura 17).

Se procedió a extraer las intensidades reportadas para la zona de estudio y alrededores, con lo cual se obtuvo un total de 93 datos, que conforman el catálogo empleado en esta investigación de 1719 a 2018.

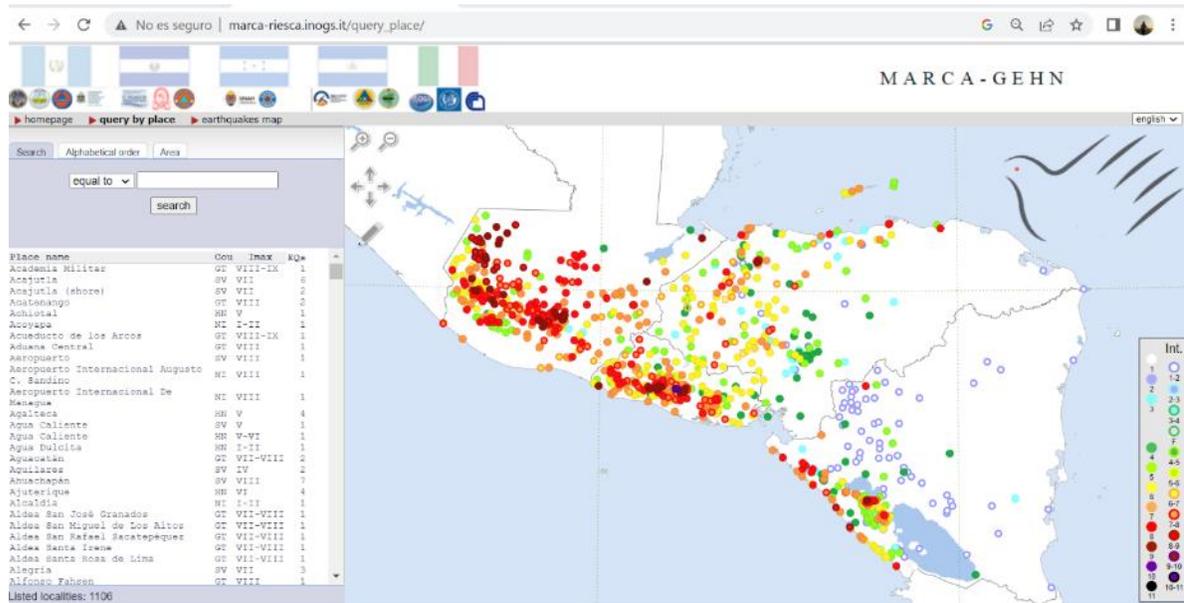


Figura 17. Visualización de datos de intensidades en el buscador del Catálogo en línea MARCA-GEHN. Tomado de http://marca-riesca.inogs.it/query_place/.

Capítulo 5. Metodología

El esquema de la Figura 18 resume la metodología desarrollada para cumplir la presente investigación; los detalles de cada una de las actividades se muestran en las siguientes secciones.

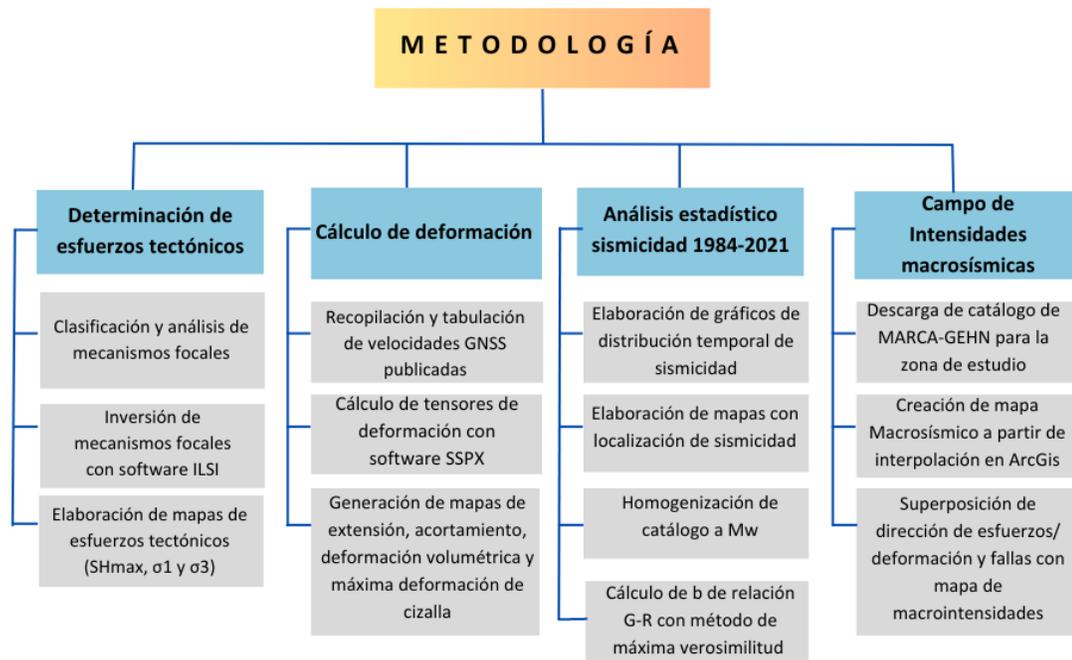


Figura 18. Esquema resumen de metodología seguida en esta investigación

5.1 Determinación de esfuerzos tectónicos

5.1.1 Clasificación y análisis de mecanismos focales

Inicialmente se elaboraron graficas ternarias para las series sísmicas de abril-mayo 2017, noviembre de 2019 y enero-febrero de 2020 (Figura 19), con el fin de verificar que los mecanismos focales de cada serie están asociados a un mismo tipo de ruptura. Para generar dichas graficas se empleó la metodología de Álvarez-Gómez, (2019), usando el algoritmo escrito en Python llamado FMC (*Earthquake focal mechanisms data management, cluster and classification*). Los resultados de los diagramas permitieron agrupar los mecanismos focales de una misma serie en un mismo clúster.

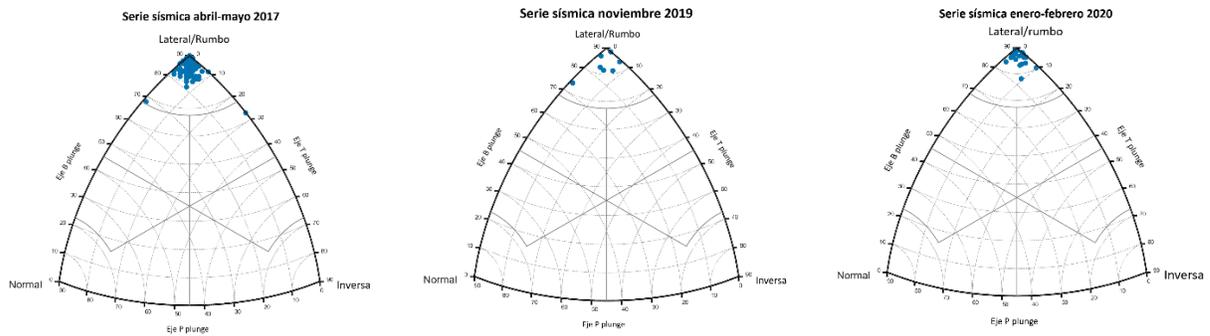


Figura 19. Graficas triangulares muestran el tipo de ruptura dominante para los enjambres sísmicos de abril-mayo 2017, noviembre de 2019 y enero-febrero de 2020, respectivamente.

De forma resumida se agruparon en clústeres los mecanismos focales que cumplieran tres condiciones: 1) que pertenecieran a una misma serie o episodio sísmico, 2) que respondieran a un mismo tipo de falla (normal, inversa o de rumbo) y, 3) que fuesen geográficamente cercanos. Adicionalmente, los mecanismos oblicuos se agruparon con las familias más cercanas. En base a lo anterior se logró dividir el catálogo de 178 mecanismos focales en 12 familias o clústeres para su posterior inversión, la agrupación realizada se muestra en el mapa de la Figura 20.

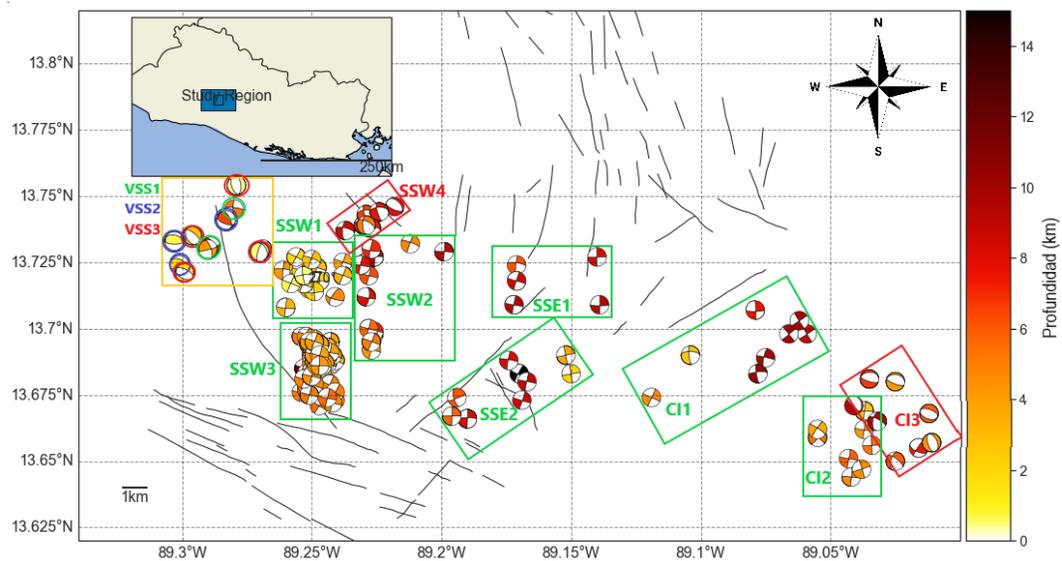


Figura 20. Agrupación de mecanismos focales en 12 clústeres, los colores de los mecanismos indican su profundidad. Las fallas corresponden a las fallas delimitadas por Lexa et al. (2021).

Es relevante mencionar que se intentó agrupar los mecanismos focales por periodos de tiempo. Sin embargo, los datos no lo permitieron, ya que para el periodo de 1984-2001 se tienen muy pocos datos y

la mayoría son de baja calidad, debido a la pobre cobertura de estaciones sísmicas en ese periodo.

Como ya se mencionó, la división del catálogo realizada agrupa en un mismo clúster los mecanismos de una misma serie sísmica y los mecanismos cercanos con un régimen de ruptura similar. Desafortunadamente, para la zona del volcán de San Salvador no fue posible realizar una división apropiada en base a la ubicación, ya que se encuentran presentes mecanismos normales, inversos y de rumbo, sin una distribución clara. Por ello se optó en dividirlo en función del tipo de ruptura, en los clústeres VSS1, VSS2 y VSS3. Más detalles de los 12 clústeres se presentan en la Tabla 4 siguiente.

Tabla 4. Información de los 12 clústeres creados del catálogo de 178 mecanismos focales.

Clúster	Número de Sismos	Tipo De Mecanismos			
		RUMBO(Strike-Slip)	NORMAL	INVERSO	OBLICUO
VSS1	4	4			
VSS2	3			3	
VSS3	4		4		
SSW1	24	23			1
SSW2	13	11			2
SSW3	84	82			2
SSW4	8		1		7
SSE1	5	5			
SSE2	9	8			1
CI1	8	7			1
CI2	9	8			1
CI3	7		5		2

5.1.2 Inversión de mecanismos focales

El método de inversión empleado es el propuesto en Beaucé et al. (2022). Este se basa en el problema linealizado de Michael (1984) y consiste en una inversión iterativa que conserva la eficiencia computacional de la solución por mínimos cuadrados de un problema lineal. La metodología se implementó mediante el paquete en Python llamado Inversión Lineal Iterativa de Esfuerzos (ILSI por sus siglas en inglés), y da como resultado un tensor de esfuerzos desviatorios. La inversión con este método arroja cuatro parámetros: la orientación de los tres ejes principales (azimut y buzamiento) y las magnitudes relativas de los esfuerzos principales intermedios con respecto a los esfuerzos principales máximos y mínimos.

De forma resumida la metodología consiste en resolver el problema lineal siguiente:

$$\mathbf{Gm} = \mathbf{d} \quad (15)$$

Donde m es la matriz de esfuerzos, d es la matriz de todos los vectores de deslizamiento y G es la serie de todas las matrices que relacionan los elementos del tensor de esfuerzo con la dirección del esfuerzo cortante en las fallas.

El algoritmo de ILSI se inicializa con la ecuación:

$$\mathbf{m}^{(0)} = (\mathbf{G}^T \mathbf{C}_D^{-1} \mathbf{G} + \mathbf{C}_M^{-1})^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{C}_D^{-1} \mathbf{d}^{(0)} \quad (16)$$

Donde $m^{(0)}$ es una solución inicial conocida, C_D y C_M son las matrices de covarianza que modelan el conocimiento previo sobre las distribuciones de los datos y los parámetros del modelo, respectivamente.

Posteriormente, el algoritmo realiza un proceso iterativo en el cual se calculan las magnitudes de esfuerzos cortantes en cada iteración y se actualiza el conjunto de ecuaciones lineales, luego se resuelve el problema inverso lineal actualizado y nuevamente se actualizan los elementos del tensor de esfuerzo, utilizando la estimación anterior como conocimiento previo.

También se calcula el factor de forma R , el cual es una medida de la magnitud relativa de los esfuerzos principales. En términos de esfuerzo desviatorio, si $R > 0.5$ entonces σ_2 es extensional, y a la inversa si $R < 0.5$ entonces σ_2 es compresional. Este se define según Beaucé et al. (2022) como se muestra en la ecuación siguiente:

$$R = \frac{\sigma_1 - \sigma_2}{\sigma_1 - \sigma_3} \quad (17)$$

Donde σ_1 es el esfuerzo más compresivo, σ_3 es el esfuerzo menos compresivo y σ_2 es el esfuerzo intermedio.

El paquete ILSI realiza la inversión con tres métodos: el método lineal, el método iterativo de cizalla constante y el método iterativo de cizalla variable. Para estos tres métodos genera los productos que se muestran en la Figura 21, donde el parámetro β indica el ángulo de desajuste, que en una inversión de esfuerzos corresponde a la diferencia angular entre el vector de deslizamiento y la orientación del esfuerzo de cizalla máximo.

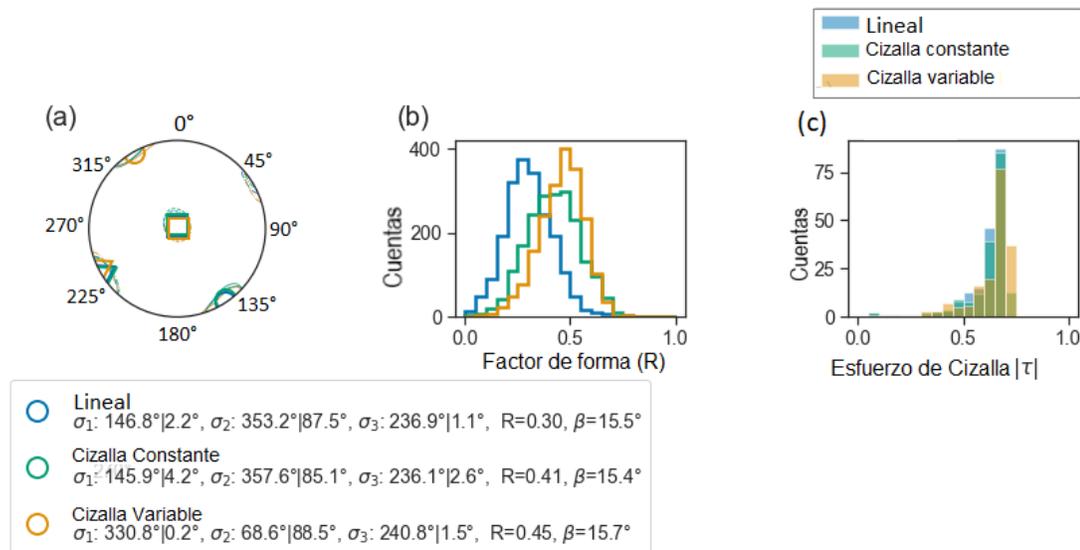


Figura 21. Ejemplo de productos obtenidos con el paquete de Inversión de esfuerzos lineal Iterativo (ILSI). (a) es la proyección estereográfica de las direcciones de los esfuerzos principales, el círculo representa el esfuerzo de compresión mayor (σ_1), el cuadrado el esfuerzo intermedio (σ_2) y el triángulo el menor esfuerzo de compresión (σ_3); (b) es la gráfica de distribución del factor de forma obtenidos con conjuntos de datos de partida; y (c) es la distribución de las magnitudes de esfuerzo de cizalla resultantes.

El paquete ILSI también genera los círculos de Mohr-Coulomb, como se muestra en la Figura 22. Estas graficas representan los esfuerzos que actúan sobre un plano, cuyos ejes de abscisas indican los esfuerzos normales y los ejes de ordenadas indican los esfuerzos de cizalla. El programa grafica la función densidad del plano de falla y esta se representa en la escala de colores que va de frío a cálido (Beaucé et al., 2022). El factor de forma R describe la posición de σ_2 entre σ_1 y σ_3 en el eje x del círculo de Mohr.

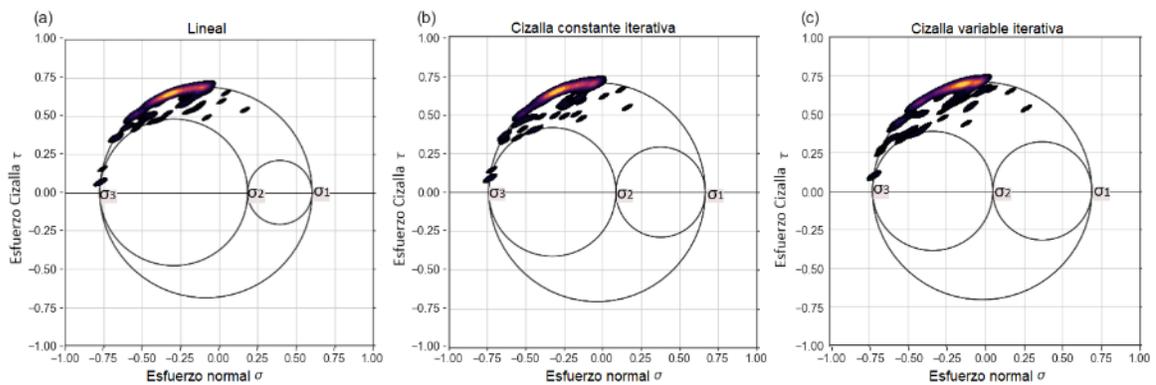


Figura 22. Círculos de Mohr-Coulomb obtenidos con ILSI para el catálogo de mecanismos focales completo.

5.1.3 Elaboración de mapas de esfuerzos tectónicos

Inicialmente se crearon mapas de esfuerzo horizontal máximo (SHmax) a partir del catálogo de 178 mecanismos focales. Para ello se empleó la herramienta ArcBeachballs_v2.5Gama creada por Tiesheng Wu (2020) para el Software ArcGis. Dicha herramienta traza los mecanismos focales de cada terremoto como un shapefile poligonal y genera un shapefile de línea con el azimut de los SHmax. Los datos de entrada son el catálogo de sismos con sus atributos de magnitud, ángulos de azimut (strike), buzamiento (dip) y deslizamiento (rake). Con ellos calcula los ejes P, B, T y sus respectivos ángulos de azimut e inmersión (plunge). Cabe destacar que los cálculos de SHmax siguen la definición del mapa mundial de esfuerzo (WSM) y los criterios de Zoback (1992) que se muestran en la siguiente Tabla 5.

Tabla 5. Criterios para caracterizar el tipo de falla y el azimut de las proyecciones de los esfuerzos principales en el plano horizontal (SHmax) propuesto por Zoback (1992).

Inmersión de los ejes (plunge)			Régimen de ruptura (Tipo de falla)	Azimut de SHmax
P/S ₁	B/S ₂	T/S ₃		
PI>=52°		PI<=35°	Normal (NF)	Azimut de eje B
40°<=PI<=52°		PI<=20°	Normal rumbo (NS)	Azimut de eje T+90°
PI<40°	PI>=45°	PI<=20°	Cizalla (SS)	Azimut de eje T+90°
PI<=20°	PI>=45°	PI<40°	Cizalla (SS)	Azimut de eje P
PI<=20°		40°<=pl<52°	Inverso rumbo (TS)	Azimut de eje P
PI<=35°		PI>=52°	Inverso (TF)	Azimut de eje P

Se generaron mapas de esfuerzos (azimut σ_1 y σ_3) en la interfaz en línea CASMO (<https://www.world-stress-map.org/casmo>) a partir de resultados propios obtenidos en ILSI, posteriormente los mapas se importaron al software ArcGis v10.8 para una mejor visualización y presentación. Para la ubicación de los esfuerzos de cada clúster se utilizó las coordenadas del sismo de mayor magnitud.

5.2 Cálculo de tensores de deformación

En este trabajo se emplea el software SSPX de Cardozo y Allmendinger (2009), que utiliza la subrutina Jacobi de Press et al. (1992) para calcular el tensor de deformación a partir de datos de velocidades GNSS en dos y tres dimensiones, y realiza cálculos adicionales como la dilatación o deformación volumétrica. De

forma simplificada la metodología se basa en el cálculo del vector de parámetros desconocidos del modelo, como sigue:

$$\mathbf{a} = \mathbf{M}^{-1} \times \mathbf{b} \quad (18)$$

Donde \mathbf{a} es el vector de parámetros desconocido, \mathbf{M} es la matriz de diseño con las posiciones iniciales de las estaciones y \mathbf{b} es el vector de desplazamientos o velocidades.

Una vez estimados los parámetros \mathbf{a} y el gradiente de desplazamiento \mathbf{b} , se calcula el tensor de deformación Lagrangiano para la configuración inicial con la ecuación:

$$\mathbf{E}_{ij} = \frac{1}{2} [\mathbf{G}_{ij} + \mathbf{G}_{ji} + \mathbf{G}_{ki} \mathbf{G}_{kj}] \quad (19)$$

Donde \mathbf{G}_{ij} son los gradientes de desplazamiento en el estado inicial.

Posteriormente el programa calcula los valores y vectores propios del tensor de deformación, donde los vectores propios son los cosenos directores de los ejes de deformación principales y los valores propios se relacionan con los alargamientos principales, para la configuración inicial:

$$\lambda_i = (1 + 2\mathbf{E}_{ii}) \quad (20)$$

Y para la configuración final:

$$\frac{1}{\lambda_i} = (1 - 2\mathbf{e}_{ii}) \quad (21)$$

Donde λ es el alargamiento cuadrático, el cuadrado del estiramiento S ($1 + \text{elongación}$), ambos descritos en el capítulo 2.

El software SSPX emplea siete métodos diferentes para calcular la deformación, entre ellos: deformación por punto, deformación por estación, Delaunay, malla de distancia ponderada (GDW) y malla de vecino cercano (NNG). La Figura 23 muestra un ejemplo del reporte de deformación que genera el programa SSPX.

En este trabajo se emplearon los datos de velocidades GPS publicados en Staller et al. (2016), y a partir de ellos se calcularon los tensores de gradiente de desplazamiento, tensores de deformación lagrangiano, la orientación de las extensiones principales y la magnitud máxima de deformación por cizalla.

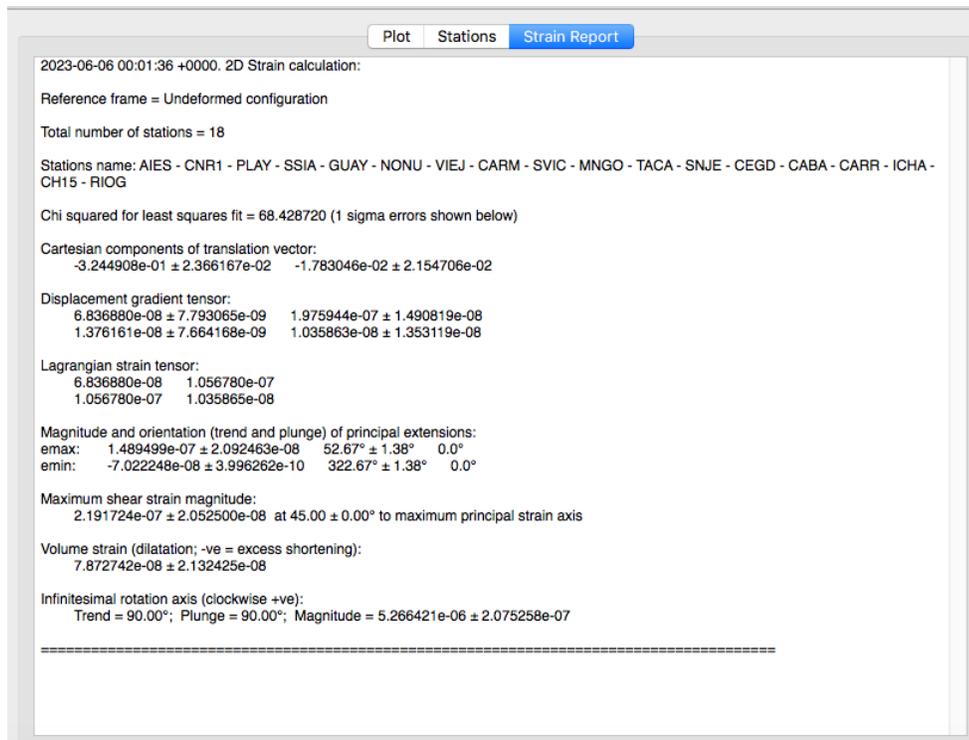


Figura 23. Reporte de deformación obtenido con los datos de Staller et al. (2016). Se observan las componentes del tensor de deformación Lagrangiano y gradiente de desplazamiento que mejor se ajustan a los datos.

Para seleccionar el método a usar, primero se realizaron diversas pruebas con los métodos de malla por distancia ponderada, método de polígonos Delaunay y método de malla por vecino cercano. Los resultados de dichas pruebas se muestran en la Tabla 6 siguiente:

Tabla 6. Resultados de pruebas realizadas para la selección del método a usar en SSPX

Fuente de velocidades GNSS	Método	Error promedio			
		Elongación Máxima (emax)	Elongación Mínima (emin)	Máxima deformación de cizalla	Dilatación
Staller et al. (2016)	GDW	2.59E-01	1.24E-03	1.52E-01	2.48E-01
	Delaunay	2.62306E-07	2.59E-08	2.52088E-07	2.725E-07
	NNG	7.86102E-08	4.43E-09	7.71185E-08	8.01E-08

*Para el método GDW los resultados no son significativos ya que los errores son mayores a los valores obtenidos en cada celda.

Para la elaboración de los mapas de deformación se seleccionó el método de malla por vecino cercano, ya que mostró menores errores en los resultados, además de ser recomendado por los autores Cardozo y Allmendinger (2009) para estudios de deformación local.

El método de malla por vecinos cercanos seleccionado consiste en trazar una malla en el área cubierta por las estaciones, y calcula la deformación en el centro de cada celda utilizando las n estaciones más cercanas dentro de un radio máximo, donde n debe ser igual o mayor que 3 para 2D o 4 para 3D. En general, este método es más flexible y potente que el método Delaunay, ya que permite especificar cualquier número de vecinos cercanos, y con ello obtener soluciones con estadísticas más estables (promedios). Además, cuanto mayor sea el número de vecinos más se suaviza el campo de deformación, esto es útil cuando se calcula la deformación en campos de desplazamiento altamente heterogéneos. Por lo que el método del vecino más próximo actúa como un homogeneizador del campo de desplazamiento y no intenta forzar la compatibilidad de deformación entre celdas adyacentes (Cardozo y Allmendinger, 2009).

Para generar mapas de extensión, acortamiento, máxima deformación de cizalla y dilatación a partir de los datos de Staller et al. (2016) se utilizaron 18 estaciones distribuidas a lo largo del territorio, con posición de los sitios en ITRF2008, velocidades relativas al marco de referencia del Caribe y con factor de 12 para los errores de las componentes horizontales de velocidad. Se seleccionó una malla de 2.5 km de espaciamento, considerando 6 estaciones vecinas y una distancia máxima de 60 km. Los mapas generados se muestran en una sección posterior.

5.3 Cálculo del parámetro b de la relación Gutenberg-Richter

Para realizar el cálculo del valor de b , primero se debe contar con un catálogo uniforme, es decir que las magnitudes de los sismos deben ser del mismo tipo. Debido a que el catálogo sísmico compilado cuenta con diversos tipos de magnitudes (principalmente M_I , M_c y M_w), inicialmente se homogenizaron las magnitudes de M_I y M_c a M_w , por medio de las relaciones empíricas propuesta en el compendio sísmológico de El Salvador (MARN, 2021) como se muestran:

$$M_w = 0.8779(M_I) + 0.6354 \quad (22)$$

$$M_w = 0.9257(M_c) + 0.8595 \quad (23)$$

El método empleado fue el Método de Máxima Verosimilitud de Aki-Utsu (Aki, 1965; Utsu, 1965), que ha mostrado resultados más robustos y se acerca más al valor real de b (Shi y Bolt, 1982). De forma resumida esta técnica consiste en calcular b a partir de la ecuación propuesta por (Aki, 1965):

$$b = \frac{\log_{10} e}{(\hat{M} - M_{\min})} \quad (24)$$

Donde \hat{M} es la magnitud media, M_{\min} es la magnitud mínima en una muestra dada (magnitud de corte o completitud). La desviación estándar se calculó con la ecuación propuesta por (Utsu, 1965), que se muestra a continuación:

$$\sigma_b = \frac{b}{\sqrt{n}} \quad (25)$$

Donde n es el número de eventos considerados para el cálculo de b .

Para la selección de la magnitud de completitud (MC) se utilizó el método de estabilidad de valor b contra MC, de Cao y Gao (2002). Que consiste en estimar el valor de MC usando la estabilidad del valor b al graficar MC vs b calculado, es decir se toma el valor de MC donde la gráfica de los valores de b forma una plataforma, con una diferencia pequeña entre dos vecinos sucesivos. Los resultados obtenidos se muestran en una sección posterior.

5.4 Mapa de Intensidades sísmicas de zona de estudio

Con el catálogo de intensidades extraídas de MARCA-GEHN se elaboraron mapas de isointensidades empleando una interpolación tipo Kriging en el software ArcGis (Figura 24). Si bien es cierto que las intensidades corresponden a diferentes sismos, su distribución pretende resumir las zonas que han sido mayormente afectadas por sismos en los últimos años (1719-2018).

Se debe aclarar que las intensidades en la escala de Mercalli Modificada son valores cualitativos y no cuantitativos, por lo que la interpolación realizada es una aproximación del campo macrosísmico en San Salvador y no se debe tomar de forma rigurosa.

Capítulo 6. Resultados

6.1 Esfuerzos tectónicos en la zona de estudio

Inicialmente se generaron mapas de azimuts de los esfuerzos horizontales máximos (SHmax) a partir del catálogo de mecanismos focales. Se presentan en color rojo los SHmax asociados a fallas normales, en color verde los asociados a fallas rumbo y en color azul los asociados a fallas inversas. Los mapas de las Figuras 25, 26 y 27 muestran a detalle los mecanismos focales y la orientación de los SHmax para el volcán de San Salvador, Centro de San Salvador (AMSS) y caldera de Ilopango, respectivamente. El gráfico de rosa de direcciones en cada mapa representa la orientación predominante de los SHmax del recuadro correspondiente.

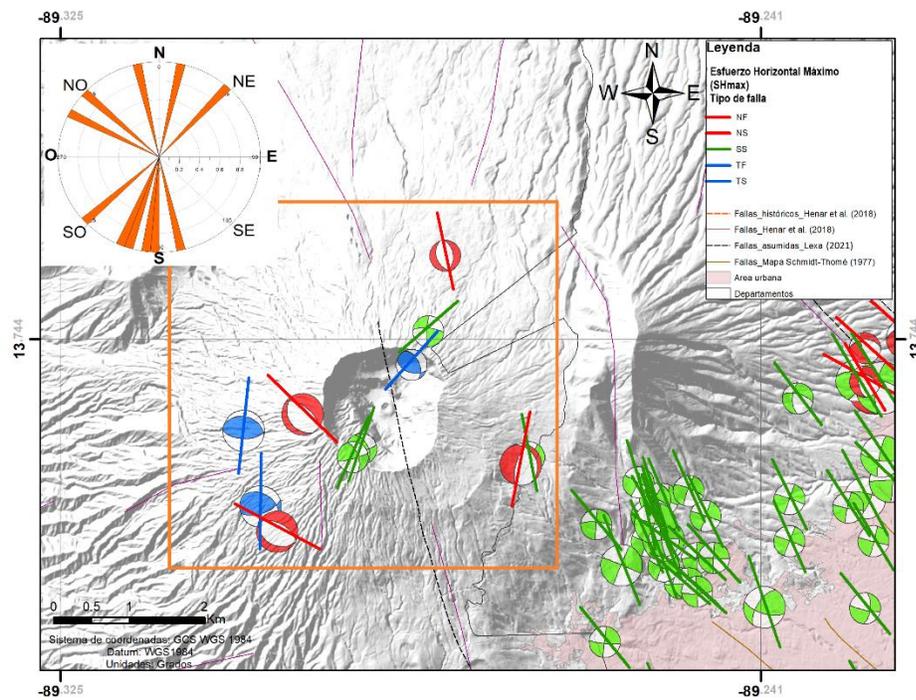


Figura 25. Mecanismos focales y azimut de SHmax en volcán de San Salvador. NF: fallas normales, NS: fallas normales con componente de rumbo, SS: fallas de rumbo/strike slip, TF: fallas inversas, TS: fallas inversas con componente de rumbo.

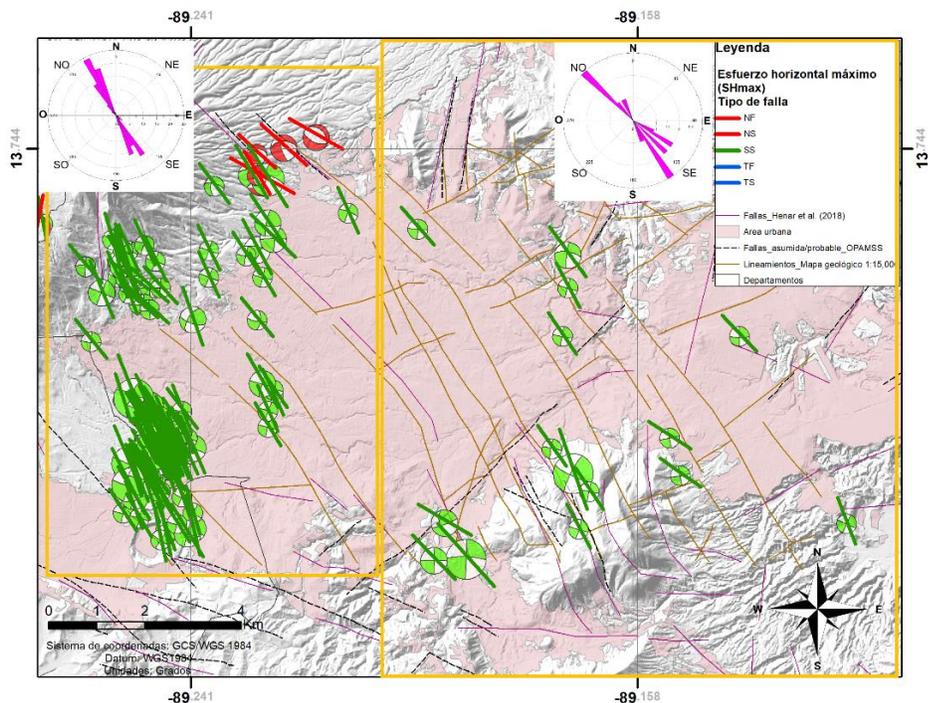


Figura 26. Mecanismos focales y azimut de SHmax en centro de San Salvador (AMSS). NF: fallas normales, NS: fallas normales con componente de rumbo, SS: fallas de rumbo/strike slip, TF: fallas inversas, TS: fallas inversas con componente de rumbo.

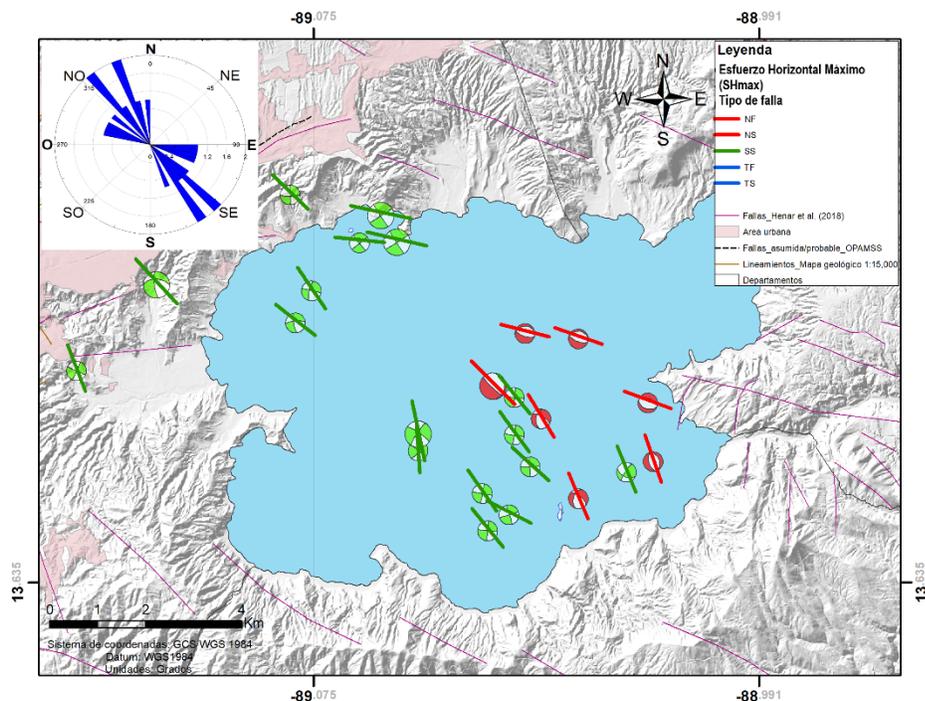


Figura 27. Mecanismos focales y azimut de SHmax en la caldera de Ilopango. NF: fallas normales, NS: fallas normales con componente de rumbo, SS: fallas de rumbo/strike slip, TF: fallas inversas, TS: fallas inversas con componente de rumbo.

Es evidente que la zona del volcán de San Salvador muestra mayor variabilidad en cuanto a la orientación de los SHmax, seguido de la caldera de Ilopango. A diferencia de la zona centro en la cual está bien definida la orientación NO-SE de los SHmax.

Los resultados obtenidos en ILSI de la inversión de los 12 clústeres se encuentran dentro del intervalo de confianza de 95%, el cual es más estrecho y confiable entre menor es la dispersión de los datos o mayor es el número de observaciones. Para identificar el régimen de esfuerzo se consideró tanto el factor R como el círculo de Mohr, ambos calculados también con el software ILSI. Para la mayoría de los clústeres se obtuvo un régimen de cizalla como se muestra en la Tabla 7.

Tabla 7. Resultados obtenidos en la inversión de los clústeres con el método lineal de ILSI

Inversión	Clúster	Calidad clúster	ESFUERZOS			Factor de forma (R)	Beta (°) Desajuste	Esfuerzo principal en la vertical	Régimen de esfuerzo
			$\sigma_1(^{\circ})$	$\sigma_2(^{\circ})$	$\sigma_3(^{\circ})$				
			Az/Buz	Az/Buz	Az/Buz				
1	VSS1	C	198/10	299/47	99/41	0.81	11.4	σ_2	Cizalla
2	VSS2	C	188/18	92/16	322/66	0.16	10.3	σ_3	Inversa (compresión radial)
3	VSS3	C	143/82	19/5	288/7	0.91	11.5	σ_1	Normal (extensión radial)
4	SSW1	A	147/1	259/87	57/3	0.69	4.8	σ_2	Cizalla
5	SSW2	B	327/1	76/86	237/4	0.66	6.3	σ_2	Cizalla
6	SSW3	A	334/2	125/88	244/1	0.39	2.8	σ_2	Cizalla
7	SSW4	B	128/20	346/66	223/14	0.12	13.9	σ_2	Cizalla
8	SSE1	C	144/0.4	248/88	54/2	0.05	5.0	σ_2	Cizalla
9	SSE2	B	140/9.3	310/81	50/2	0.5	14	σ_2	Cizalla
10	CI1	B	126/3	271/86	36/2	0.26	8.2	σ_2	Cizalla
11	CI2	B	329/2	133/88	239/1	0.79	4.3	σ_2	Cizalla
12	CI3	C	96/78	320/9	228/8	0.54	18.8	σ_1	Normal (extensión radial)

Es importante mencionar que se realizaron diversas pruebas cambiando la configuración de los clústeres y se observó que los resultados obtenidos en ILSI no cambian drásticamente, es decir que las direcciones de los ejes principales de esfuerzos se mantienen estables. Además, los resultados obtenidos con el método lineal son similares a los obtenidos con el método de cizalla constante en 9 de 13 inversiones.

Para conocer que tan confiables son los resultados obtenidos en la inversión de cada clúster, se clasificaron en base a los criterios de calidad definidos por Heidbach et al. (2016). La agrupación y características de cada nivel de calidad se presentan en la Tabla 8 siguiente.

Tabla 8. Calidad de los clústeres invertidos en ILSI.

Calidad	Características	Grupo
Calidad A	Inversión formal de un número ≥ 15 mecanismos focales con proximidad geográfica y ángulo de desajuste (β) $< 10^\circ$	SSW1, SSW3
Calidad B	Inversión formal de un número ≥ 8 mecanismos focales con proximidad geográfica y ángulo de desajuste (β) $< 15^\circ$	SSW2, SSW4, SSE2, CI1, CI2
Calidad C	Inversión formal de un número ≥ 3 mecanismos focales con proximidad geográfica y ángulo de desajuste (β) $< 20^\circ$	VSS1, VSS2, VSS3, SSE1, CI3

Las inversiones de mayor calidad corresponden a los clústeres SSW1 y SSW3, los cuales involucran sismicidad de las series sísmicas recientes de 2017, 2019 y 2020. Desafortunadamente los resultados en el volcán poseen menos calidad, ya que los clústeres cuentan con pocos mecanismos focales y además están dispersos, sin una distribución preferente para las fallas normales, inversas y de rumbo.

A continuación, se presentan los mapas con los azimuts de los esfuerzos máximos (σ_1) y mínimos (σ_3) sobre los SHmax, Figura 28 y 29, respectivamente. Cabe aclarar que el SHmax representa a un solo mecanismo, mientras que el σ_1 representa el esfuerzo más compresivo que satisface al grupo de mecanismos focales involucrados en la inversión.

Al superponer los SHmax y los esfuerzo σ_1 es evidente que la orientación de σ_1 coinciden con el SHmax para las fallas inversas y de cizalla; ya que como se presentó en el marco teórico el SHmax coincide con el esfuerzo de máxima compresión para esos tipos de fallas (ver gráficos comparativos en Anexo B). Esta coincidencia respalda los resultados obtenidos en ILSI y los regímenes de esfuerzos asignados a cada clúster.

El mapa de la figura 28 muestra que las orientaciones de los esfuerzos mínimos (σ_3) para la zona de estudio tienden a ser perpendiculares a los SHmax y a la orientación de las fallas presente. Se vuelve evidente en las fallas norte-sur que atraviesan el volcán y las fallas orientadas al NO-SE en el AMSS.

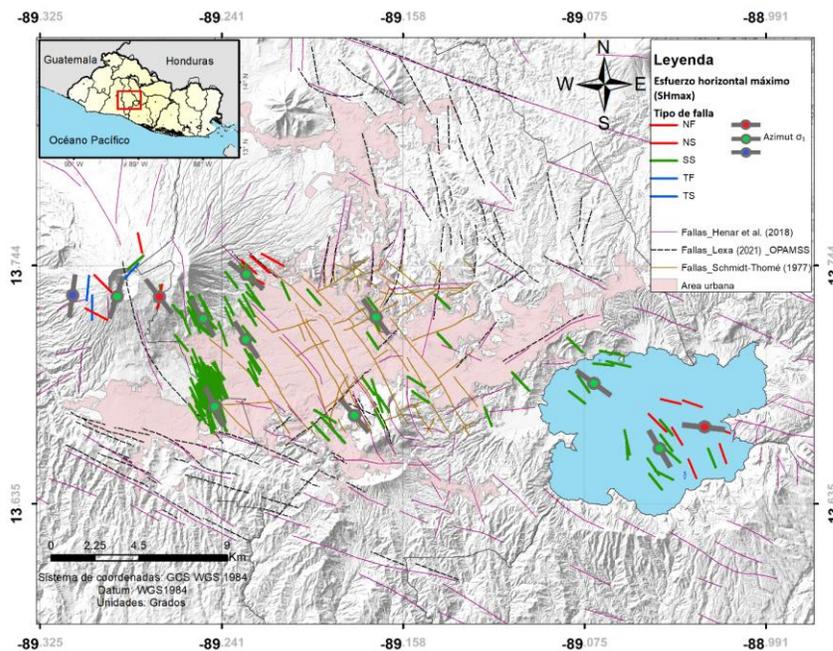


Figura 28. Mapa de azimuts de esfuerzos σ_1 y SH_{max} . Para los σ_1 el color rojo indica un régimen normal, el verde un régimen de cizalla/rumbo y el azul un régimen inverso. En los tipos de fallas, NF: fallas normales, NS: fallas normales con componente de rumbo, SS: fallas de rumbo/ Strike Slip, TF: fallas inversas, TS: fallas inversas con componente de rumbo.

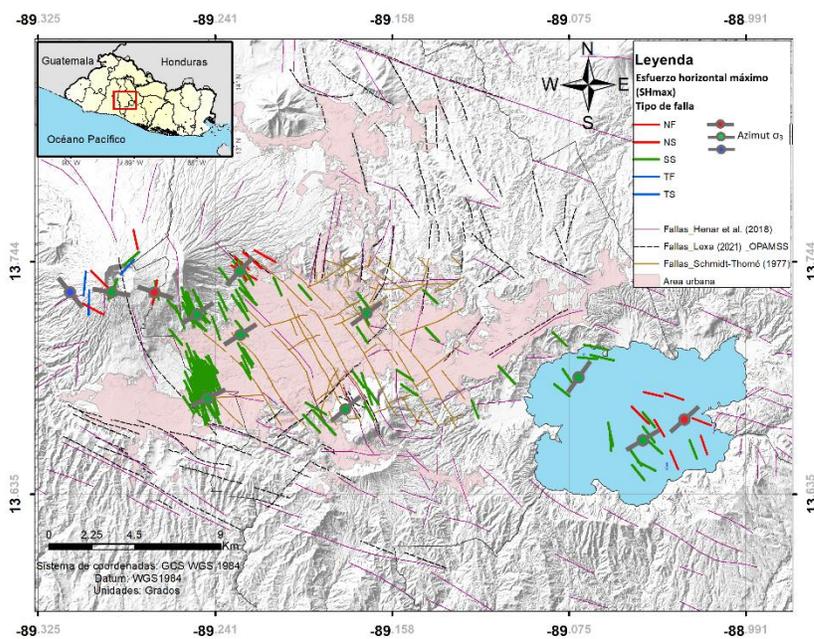


Figura 29. Mapa de azimuts de esfuerzos σ_3 y SH_{max} . Para los σ_3 el color rojo indica un régimen normal, el verde un régimen de cizalla/rumbo y el azul un régimen inverso. En los tipos de fallas, NF: fallas normales, NS: fallas normales con componente de rumbo, SS: fallas de rumbo/ Strike Slip, TF: fallas inversas, TS: fallas inversas con componente de rumbo.

Adicionalmente, para conocer los esfuerzos principales regionales en la zona de estudio, se realizó una inversión con todos los mecanismos focales en ILSI (catálogo completo con los 178 mecanismos focales). Los resultados de este ejercicio indican que predomina el régimen transcurrente en la zona de estudio, con un azimut de σ_1 orientado a 147° , σ_3 a 237° y un ángulo de inmersión de 88° para σ_2 .

6.2 Mapas de deformación

Con el objetivo de identificar el tensor de deformación local, se elaboraron mapas de extensión, acortamiento, máxima deformación de cizalla y dilatación, a partir de las velocidades GPS reportadas por Staller et al. (2016).

En los mapas de las Figuras siguientes 30, 31, 32 y 33, las flechas indican la dirección de los ejes de deformación infinitesimales principales, las escalas de colores representan las magnitudes de las tasas de deformación y van desde valores mínimos negativos hasta valores máximos positivos, en unidades $\mu\text{strain a}^{-1}$, donde $1 \mu\text{strain}$ equivale a un cambio de 1 mm en una línea base de 1 km. Adicionalmente, las flechas negras indican el vector de velocidad para cada estación GNSS con su respectiva elipse de error.

El mapa de extensión (Figura 30) muestra tasas positivas en el orden de $0.3 \mu\text{strain a}^{-1}$ que cubren la mayor parte de la zona de estudio y los ejes de extensión exponen una dirección predominante al NE-SO. Por su parte el mapa de acortamiento (Figura 31) horizontal muestra tasas positivas para el volcán de San Salvador y alrededores, esto indica que hay acortamientos en el eje emin para esa zona.

En la Figura 32 se muestran tasas de dilatación, los colores rojos indican extensión y los azules indican compresión. El mapa muestra una dilatación positiva al oeste de la caldera de Ilopango, zona AMSS y volcán de San Salvador, con tasas cercanas a $0.34 \mu\text{strain a}^{-1}$, siendo menores en la caldera de Ilopango y al sur de ésta.

Al comparar con los mapas de las Figuras 30 y 31, se observa que las regiones con dilatación positiva coinciden con zonas de extensión horizontal al NO, y las de dilatación negativa con zonas de acortamiento negativos al SE. Según Cardozo y Allmendinger (2009) las dilataciones positivas y negativas, se relacionan con el adelgazamiento y engrosamiento de la corteza, respectivamente.

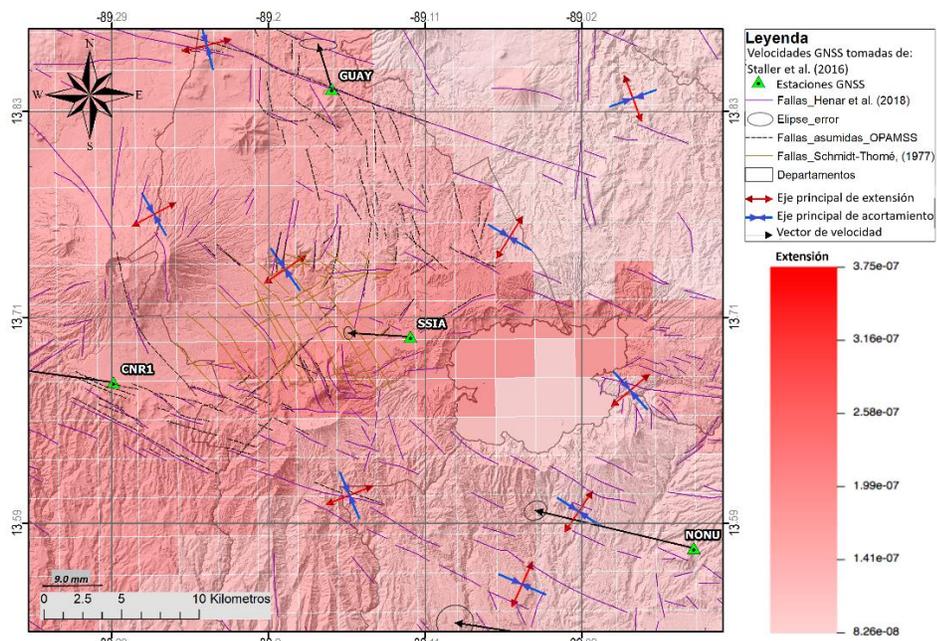


Figura 30. Mapa de extensión generado en software SSPX a partir de velocidades GNSS publicadas en Staller et al. (2016).

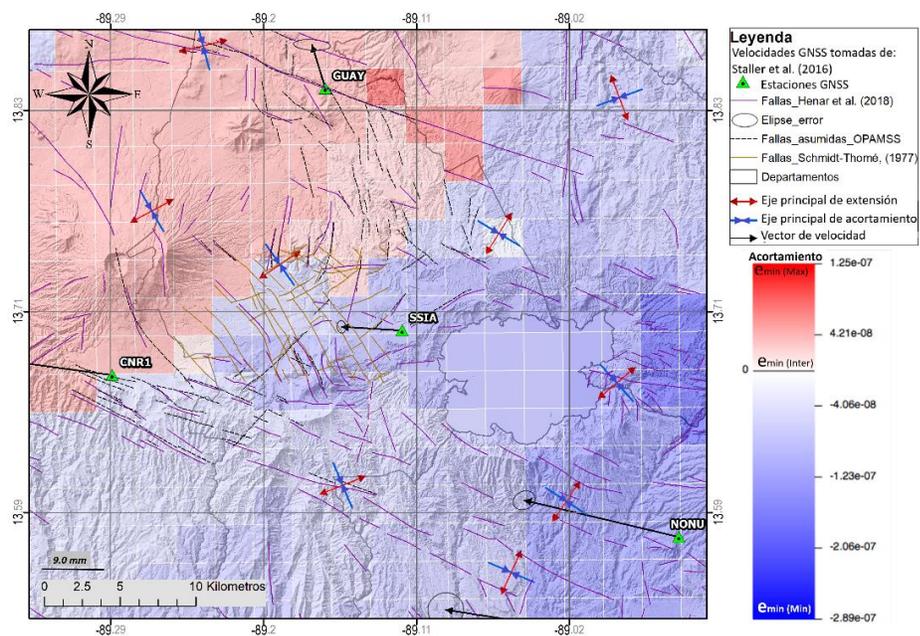


Figura 31. Mapa de acortamiento horizontal generado en software SSPX a partir de velocidades GNSS publicadas en Staller et al. (2016).

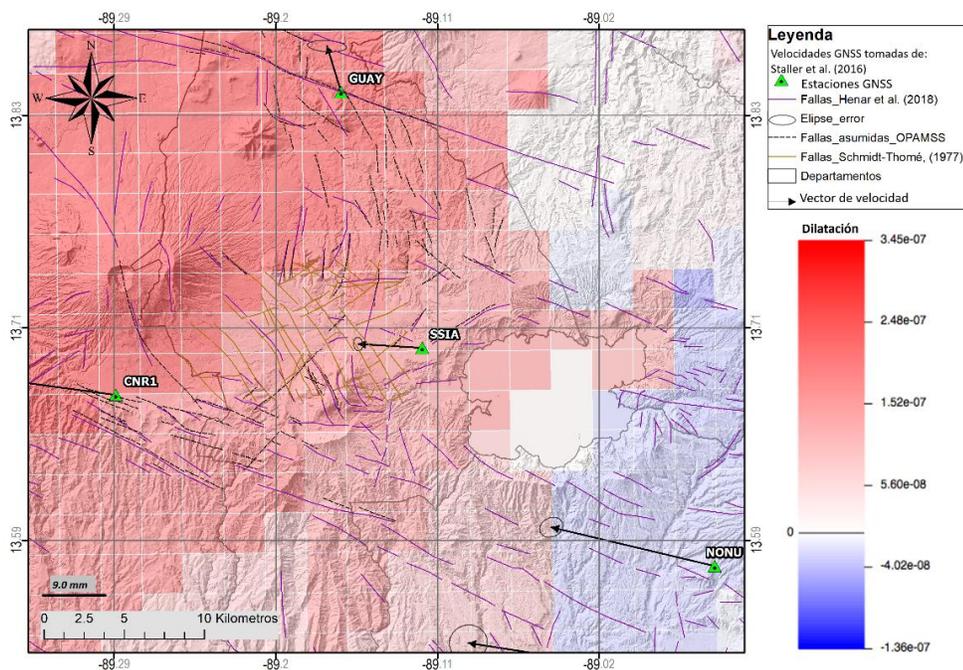


Figura 32. Mapa de deformación volumétrica o dilatación generado en software SSPX a partir de velocidades GNSS publicadas en Staller et al. (2016).

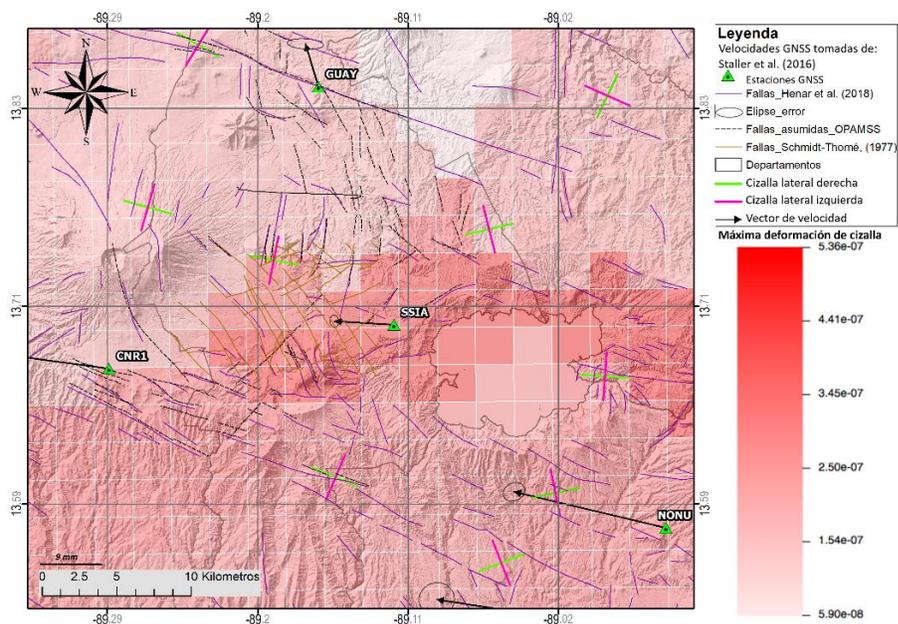


Figura 33. Mapa de Máxima deformación de cizalla generado en software SSPX a partir de velocidades GNSS publicadas en Staller et al. (2016). Los ejes de color verde representan la cizalla lateral derecha y los fucsias la cizalla lateral izquierda.

La Figura 33 muestra el mapa de máxima deformación de cizalla presente en la zona. Los ejes ortogonales entre sí indican la dirección principal de cizalla, en color verde el movimiento lateral derecho y en magenta el movimiento lateral izquierdo. Este mapa indica tasas de cizalla mayor ($0.3-0.5 \mu\text{strain a}^{-1}$) entre el volcán y la caldera de Ilopango, con orientación E-O, y los ejes de cizalla lateral derecha marcan una orientación predominante E-O para la misma zona.

A continuación, se presentan los tensores obtenidos con SSPX que mejor se ajustaron al set de datos.

Componentes del tensor de gradiente de desplazamiento en 2D con sus respectivos errores:

$$\begin{bmatrix} 6.836880e-08 \pm 7.793065e-09 & 1.975944e-07 \pm 1.490819e-08 \\ 1.376161e-08 \pm 7.664168e-09 & 1.035863e-08 \pm 1.353119e-08 \end{bmatrix} \quad (26)$$

Tensor de deformación lagrangiano en 2D:

$$\begin{bmatrix} 6.836880e-08 & 1.056780e-07 \\ 1.056780e-07 & 1.035865e-08 \end{bmatrix} \quad (27)$$

Lo anterior presenta 1 sigma de error, más detalles al respecto se muestran en el Anexo C.

De forma complementaria, se realizó el cálculo del tensor de deformación a partir de 96 mecanismos focales pertenecientes a la serie sísmica de abril-mayo de 2017, empleando la metodología de Kiratzi y Papazachos (1995). Dicha metodología se basa en Kostrov (1974) quien introdujo la relación entre el tensor de deformación media (ϵ_{ij}) y la suma del tensor de momento sísmico, como se muestra en la ecuación siguiente.

$$\epsilon_{(q)ik} = \frac{1}{2\mu} \frac{\sum M_{0ik}^{(x)}}{\Delta V \Delta t} \quad (28)$$

Donde μ es el módulo de cizalla, $x=1\dots N$ eventos, V es el volumen deformado, t el tiempo de observación y $\sum M_{0ik}$ es la suma de las componentes del tensor momento de cada sismo.

Con lo cual se obtuvo un tensor local que representa la deformación cosísmica sufrida en la zona en el tiempo t de 2 meses:

$$\epsilon_{ij} = \begin{bmatrix} -0.33 & 0.59 & 0.39 \\ 0.59 & -2.26 & -2.60 \\ 0.39 & -2.60 & 2.60 \end{bmatrix} * 10^{-6}/t \quad (29)$$

El tensor local de la serie sísmica de 2017 muestra una tasa de deformación mayor (dos órdenes de magnitud) que los obtenidos con SSPX, esto se debe a que con Kiratzi y Papazachos (1995) se calculó la deformación cosísmica para dicha serie, a diferencia del tensor Lagrangiano obtenido en SSPX, donde se obtuvo la deformación en un tiempo intersísmico (periodo entre terremotos).

También se calculó el gradiente de tensor velocidad para la misma serie sísmica con la metodología de Kiratzi y Papazachos (1996), obteniendo una componente Norte de -1.04 mm/t, Este de -4.06mm/t, y Vertical de 18.14 mm/t, donde el tiempo t son los dos meses de duración de la serie sísmica. Detalles de los cálculos realizados se muestran en el Anexo D.

6.3 Análisis estadísticos de sismicidad

Con el objetivo de complementar el análisis de esfuerzos y deformación en la zona de estudio, se realizó el análisis de la sismicidad ocurrida en el área de 1984-2021. Dicha sismicidad se localiza dentro del arco volcánico salvadoreño, a lo largo de la ZFES y consiste en sismos superficiales con profundidades menores a 30 km, asociados a fallas geológicas locales. A continuación, se presentan los resultados obtenidos del análisis espacial y temporal del catálogo.

6.3.1 Distribución temporal y espacial de la sismicidad

La sismicidad en San Salvador consiste en su mayoría en eventos de pequeña a moderada magnitud (2.5-5.5) como se observa en la Figura 34. El catálogo analizado está compuesto principalmente por sismos con magnitudes entre 1.0-2.5 MI.

La tasa de sismicidad del catálogo indica un promedio aproximado de 165 sismos al año, sin embargo, la actividad sísmica suele incrementarse considerablemente antes y después de sismos de moderada magnitud. Como fue el caso del terremoto del 10 de octubre de 1986 con epicentro en San Salvador, que fue acompañado por una intensa actividad en los meses posteriores, alcanzando centenares de réplicas.

Temporalmente la sismicidad se distribuye como se muestra en la Figura 35. Los aumentos del número de sismos también corresponden a mejoras en la red de monitoreo y a la ocurrencia de series sísmicas como las de abril de 2017, finales de 2019 e inicios de 2020.

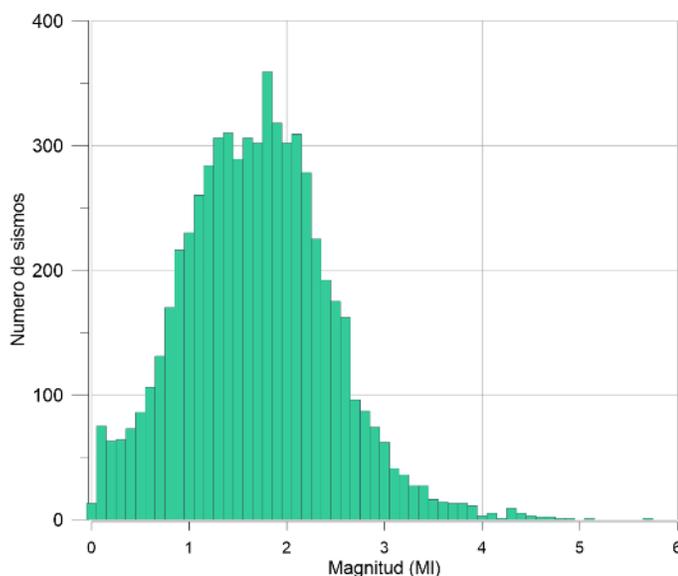


Figura 34. Distribución de frecuencia de magnitudes del catálogo sísmico 1984-2021 para la zona de estudio.

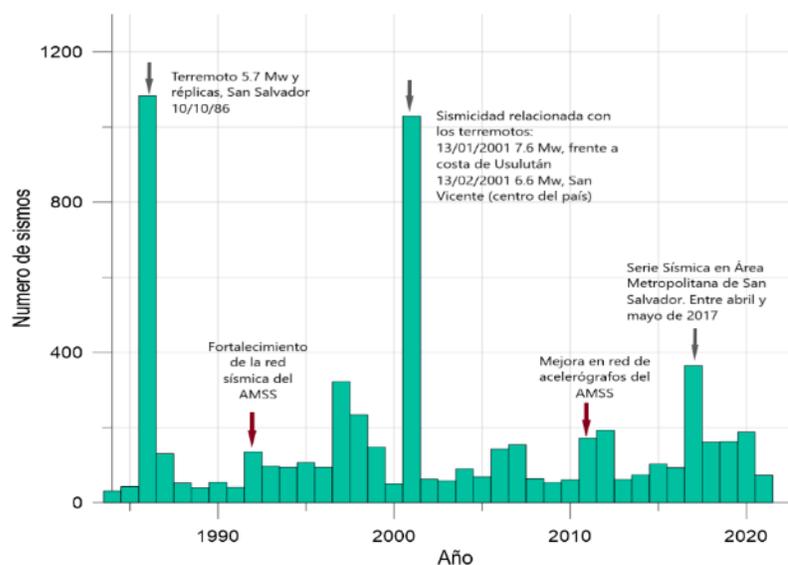


Figura 35. Histograma de número de sismos registrado por año en la zona de estudio. Se relacionan aumentos de número de sismos con ocurrencia de terremotos grandes (magnitud >5.0) y con mejoras en la red sísmica.

Especialmente la sismicidad se distribuye en tres zonas principales: volcán de San Salvador, Centro de San Salvador (AMSS) y caldera de Ilopango. Estas zonas forman parte de las zonas sísmicas 6 y 7 delimitadas por Marroquín (2012) dentro del graben central de El Salvador. Como se observa en la Figura 36 los epicentros de los terremotos destructivos de mayo de 1965 y octubre de 1986 se localizan en el AMSS, con una magnitud de 6.5Mw y 5.7 Mw, respectivamente.

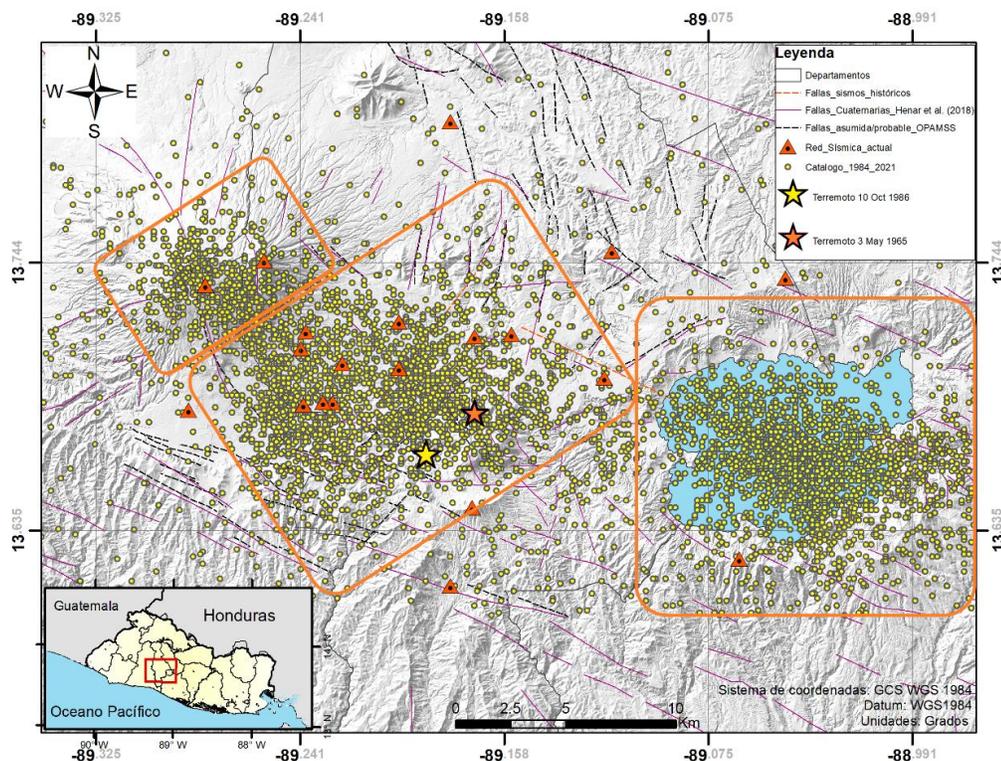


Figura 36. Mapa de localización epicentral de los sismos del catálogo de 1984-2021. Los cuadrados agrupan los sismos utilizados para el cálculo del valor de b de la relación de Gutenberg-Richter.

Los gráficos de profundidad versus número de sismos (Figura 37), indican que en su mayoría la sismicidad se localiza a profundidades menores a 12 km en la zona de estudio. Específicamente, para el volcán de San Salvador las profundidades son menores a los 5 km, y para el AMSS y la caldera de Ilopango éstas varían de muy superficiales ($2\text{km} <$) a intermedias (4-8 km) en su mayoría.

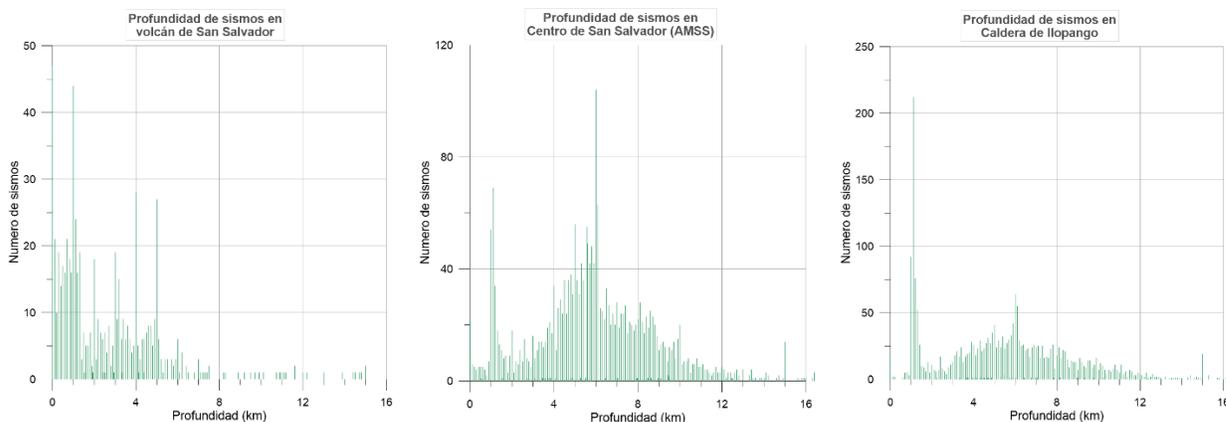


Figura 37. Histograma de número de sismos en función de su profundidad para las zonas volcán de San Salvador, AMSS y caldera de Ilopango del catálogo 1984-2021.

6.3.2 Cálculo del valor de b de la Relación Gutenberg-Richter

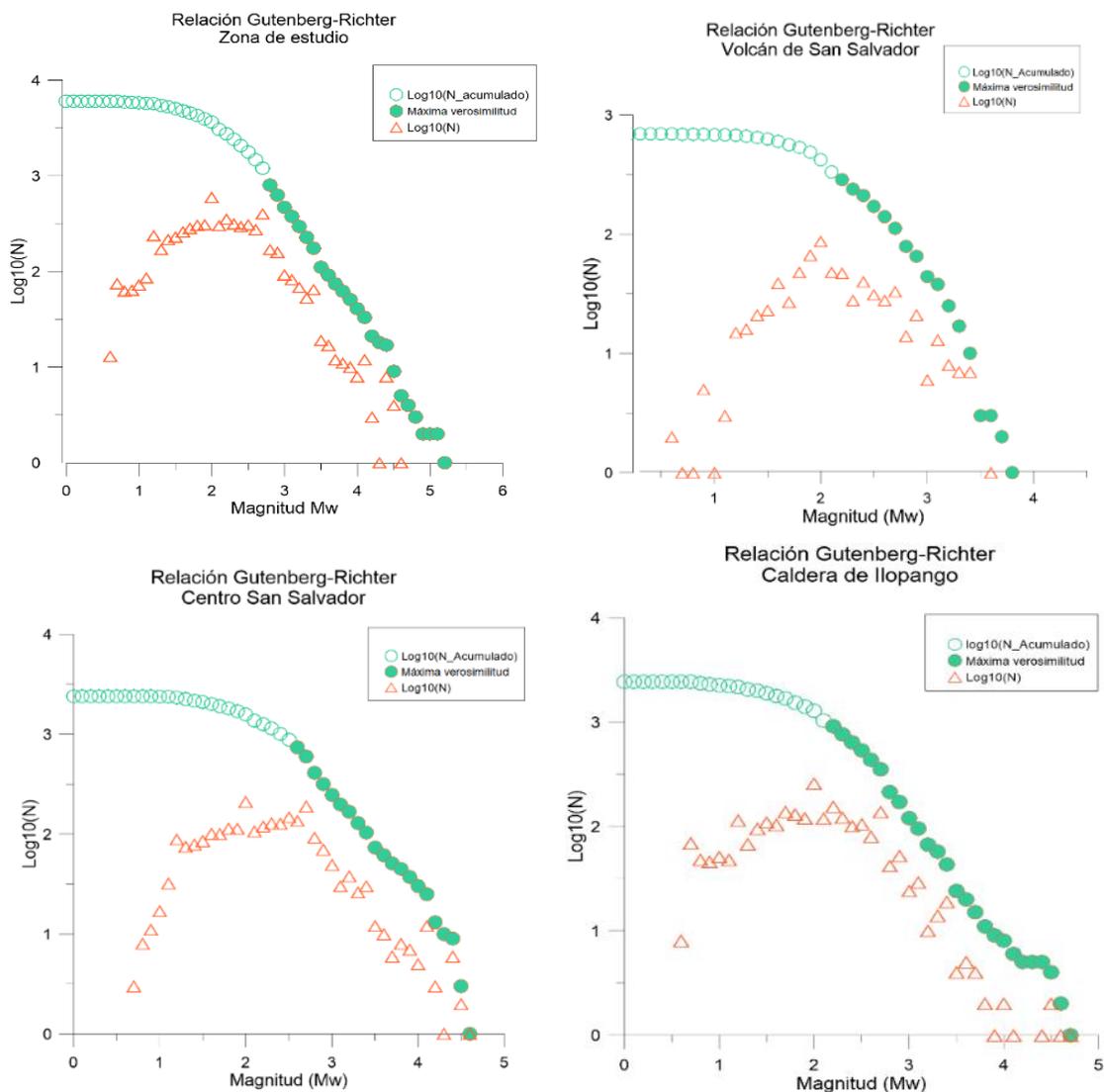


Figura 38. Relación Gutenberg-Richter para cada subzona, los círculos rellenos indican las magnitudes consideradas para el cálculo de b con el método de Máxima verosimilitud.

Con el objetivo de complementar el análisis de esfuerzos tectónicos en la zona de estudio e identificar el origen de la sismicidad, se calcularon los valores de b de la relación de Gutenberg-Richter para la zona completa y para las subzonas: volcán de San Salvador, Centro de San Salvador y caldera de Ilopango.

En la Figura 38 se presentan los gráficos de la relación frecuencia-magnitud para cada zona mencionada. Los círculos vacíos representan el logaritmo del número de sismos acumulados a partir de una magnitud determinada, los triángulos representan el logaritmo del número de sismos de cada magnitud y los círculos

verdes rellenos indican las magnitudes consideradas para el cálculo del valor de b con el método de máxima verosimilitud. Los valores de b obtenidos para cada zona descrita se muestran en la tabla 9.

El mayor valor de b se obtuvo en la zona de la caldera de Ilopango y el valor menor, para la zona centro de San Salvador. Las zonas con mayor cantidad de sismos empleados para el análisis son la zona de estudio completa y el centro de San Salvador. El volcán de San Salvador tiene el menor número de eventos usados para el cálculo y esto se refleja en la desviación estándar obtenida (Tabla 9).

Tabla 9. Resumen de los valores de b obtenidos para cada zona y subzona con método de máxima verosimilitud

Zona analizada	Magnitud Corte (Mc)	Valor b	Desviación estándar de b	Número de eventos
Zona de estudio completa	2.3	1.03	0.021	2,749
Volcán San Salvador	2.2	1.08	0.064	286
Centro de San Salvador (AMSS)	2.3	0.96	0.029	1,138
Caldera de Ilopango	2.2	1.11	0.037	915

Capítulo 7. Discusión de resultados

7.1 Régimen de esfuerzos tectónicos

Para describir el régimen de esfuerzos tectónicos en la zona de estudio se discutirán los mapas de orientación de SHmax y los mapas de esfuerzos principales obtenidos en el software ILSI.

Iniciando con los mapas de esfuerzo horizontal máximo, uno de los rasgos más evidentes de la distribución de estos (Figura 39), es el dominio de fallas de rumbo en dirección NO-SE en el AMSS, a diferencia del volcán de San Salvador y la caldera de Ilopango que muestran diferentes tipos de fallas sin una orientación predominante. Ciertamente la dirección de los SHmax no representa la orientación de las fallas, para el caso de las fallas de rumbo si hay una coincidencia, como se puede observar con la similitud de la orientación de los SHmax y las fallas cartografiadas por Schmidt-Thomé (1977) y Alonso-Henar et al. (2018) en el AMSS.

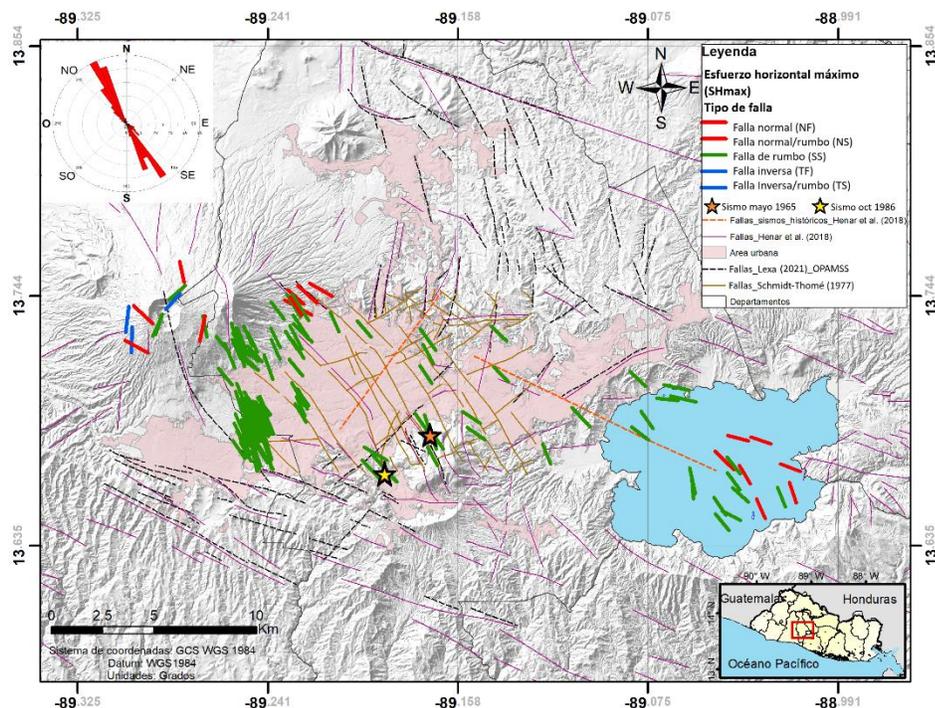


Figura 39. Mapa de orientación de SHmax para la zona de estudio. Las estrellas simbolizan la ubicación de los terremotos históricos destructivos, asociados con fallas de desgarre en dirección $\sim N120E$ o $\sim N-S$ (líneas punteadas en naranja). NF: fallas normales, NS: fallas normales con componente de rumbo, SS: fallas de rumbo/ Strike Slip, TF: fallas inversas, TS: fallas inversas con componente de rumbo.

El hecho de que las fallas sean paralelas a los SHmax o máximos acortamientos podría implicar que dichas fallas de rumbo se comportan como fracturas extensionales que favorecen ascenso del magma, en consonancia con los edificios monogenéticos del VSS que se alinean a lo largo de una de estas estructuras (N-S).

La rotación de los SHmax en el volcán de San Salvador es el primer indicativo de un campo de esfuerzos muy local en la estructura; que podría estar asociado a la presencia de la cámara magmática que genera una rotación de esfuerzos por ser una zona heterogénea con anisotropías importantes en la corteza, como ha reportado Roman (2004) en otros volcanes del mundo.

Respecto a los SHmax en la caldera de Ilopango, podemos notar la presencia de fallas de rumbo y de fallas normales, que coinciden con fallas transcurrentes y zonas de debilidad involucradas en la morfología de la caldera (Suñe-Puchol et al., 2019), y con Saxby et al. (2016) que la describe como una caldera volcanotectónica tipo rumbo/desgarre, con anomalías de densidad negativa con dirección NO-SE y NNO-SSE. La orientación de los esfuerzos máximos y mínimos (σ_1 y σ_3) obtenidos con ILSI para cada clúster, se presenta en el mapa de la Figura 40.

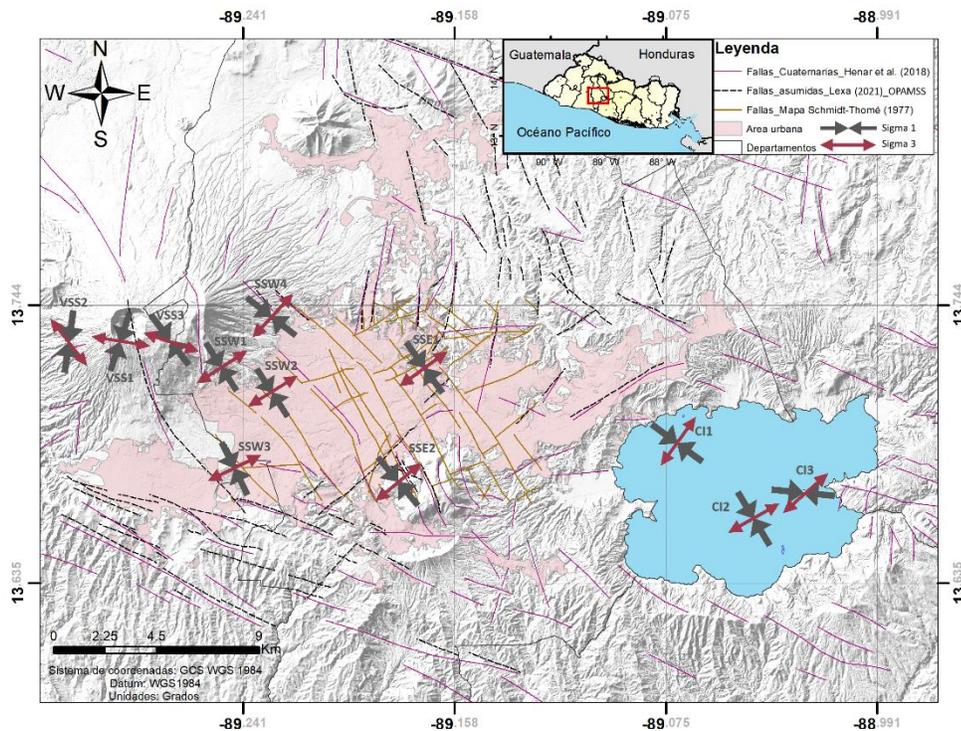


Figura 40. Mapa de dirección de esfuerzos tectónicos principales en la zona de estudio. Las flechas rojas representan la orientación de σ_3 y las negras la orientación de sigma σ_1 obtenidos para cada clúster con el software ILSI.

A partir de los resultados de cada clúster se destaca una orientación predominante NO-SE de los esfuerzos de máxima compresión σ_1 para el AMSS, similares a las orientaciones obtenidas del WSM (Heidbach et al., 2007) para esta zona del país. Sin embargo, los clústeres del volcán y la caldera muestran mayor dispersión en las orientaciones de σ_1 , con tendencia N-S para el volcán y NO-SE, E-O para la caldera de Ilopango.

La variación de esfuerzos en las estructuras volcánicas sugiere la existencia de una segunda fuente de esfuerzos que actúa localmente, dicha fuente puede estar relacionada con la presencia de cuerpos magmáticos que perturban el estado de esfuerzos tectónicos y generan enjambres sísmicos (Roman et al., 2011). Rotaciones de esfuerzos tectónicos se han reportado en otros volcanes, entre ellos: el volcán Guagua Pichincha, en Ecuador (Legrand et al., 2002), el volcán Popocatepetl, en México (Arámbula-Mendoza et al., 2010) y el volcán Soufrière Hills, en Isla Montserrat (Vargas-Bracamonte y Neuberg, 2012). Otra posible explicación para la rotación de esfuerzos en el volcán San Salvador es el efecto de la carga vertical del edificio volcánico, lo cual podría producir permutaciones en los ejes del elipsoide local de esfuerzos.

Es importante notar que para el volcán de San Salvador las orientaciones de los σ_3 tienden a ser perpendiculares a las fallas con orientación N40W que atraviesan la estructura volcánica, controlan la distribución de conos monogenéticos y la geometría del volcán (Ferrés et al., 2011). Esta ortogonalidad se relaciona con fracturas extensionales (Modo I) que se abren en dirección perpendicular a la superficie de fractura, lo cual respalda la existencia de zonas de debilidad cortical y posibles fallas normales que rodean el cráter del volcán (SHmax rojas en Figura 39), a través de las cuales es probable el ascenso de fluidos volcánicos.

Por otro lado, en la caldera de Ilopango la orientación de σ_3 se relacionan con estructuras extensionales que controlan el ascenso de material magmático y fluidos volcánicos en la caldera, que coincide con la dinámica transtensiva que señala Garibaldi et al. (2016). Los azimuts de σ_1 obtenidos con ILSI para esta zona son: 126°, 329° y 96° para los clusters CI1, CI2 y CI3, respectivamente. Donde el azimut de σ_1 obtenido para CI1 es cercano al obtenido por Saxby et al. (2016), quien reporta una orientación aproximada N160°E para un sitio al este de la caldera de Ilopango. En cuanto a las orientaciones de los esfuerzos mínimos (σ_3) para la caldera, se obtuvo azimuts de 36°, 239° y 228°, para los clusters CI1, CI2 y CI3, respectivamente. Siendo los azimuts de CI2 y CI3 similares al azimut de σ_3 con 246° reportado por Garibaldi et al. (2016) para un sitio al NO de la caldera de Ilopango.

De forma general las orientaciones de esfuerzos principales (σ_1 y σ_3) obtenidos en la caldera de Ilopango coinciden con los de Saxby et al. (2016), quien describe un campo de esfuerzo transcurrente dominante dentro de la caldera e identifica la presencia de una estructura de baja densidad con orientación NO-SE, consistente con la orientación de los esfuerzos de compresión máxima (σ_1) y una serie de domos magmáticos. Dicha estructura podría estar asociada a núcleos de fallas y zonas de debilidad, que favorecen la circulación de fluidos hidrotermales y la aparición de respiraderos eruptivos.

De forma complementaria, con la inversión del catálogo completo se obtuvo un tensor regional de la zona, este tensor presenta un azimut de σ_1 de 147° , de σ_3 de 237° y un σ_2 con un ángulo de inmersión de 88° , que indican un predominio del régimen transcurrente en el área de estudio. Los resultados de este tensor regional, con el eje de mayor compresión orientado al NO-SE y el eje de tensión orientado al NE-SO, coinciden con el régimen tectónico predominante de desgarre para el centro del país reportado por Álvarez-Gómez (2009), y también son similares a las orientaciones de esfuerzos tectónicos que presenta Agostini et al. (2006), quien delimita los ejes compresivos en dirección NO-SE y los ejes de tensión al NE-SO para un sitio al este de nuestra área de estudio.

Tal parece que en el AMSS dominan los esfuerzos tectónicos regionales, ya que los resultados obtenidos aquí, coinciden con orientaciones de esfuerzos reportados por otros autores para sitios cercanos (Cáceres et al., 2005; Agostini et al., 2006; Garibaldi et al., 2016; Saxby et al., 2016); no obstante, en la caldera de Ilopango se observa en menor medida la influencia del régimen de esfuerzos regional.

Si bien es cierto, existe la limitante de contar con pocos datos de calidad para el volcán de San Salvador; los resultados advierten que el volcán tiene un régimen de esfuerzos muy local, casi bimodal, similar a lo observado en otros volcanes del mundo (Roman et al., 2011).

7.2 Régimen de deformación

La zona de estudio es una región con una dinámica muy activa, las tasas de deformación obtenidas son similares a las publicadas por Staller et al. (2016), como era de esperarse. La diferencia principal radica en el nivel de detalle que hemos obtenido con el método de malla por vecino cercano empleado con el software SSPX.

El cálculo de la deformación exhibe ejes de extensión en dirección NE-SO y ejes de acortamiento en dirección NO-SE, dichas orientaciones coinciden con los ejes de esfuerzo máximo (σ_1) y mínimo (σ_3) obtenidos con ILSI para el área del AMSS. También son consistentes con modelos de deformación presentados por Álvarez-Gómez (2009), en los cuales muestra extensiones en dirección NE-SO y acortamientos preferenciales en dirección NO-SE.

En adición, los mapas generados a partir de las velocidades GNSS de Staller et al. (2016), señalan tasas de extensión positivas en la zona de estudio que rondan los $0.3 \mu\text{strain a}^{-1}$, con las tasas mayores entre el volcán de San Salvador y la caldera de Ilopango; lo que va en consonancia con la elongación de las tefras que reporta Garibaldi et al. (2016) para dicho segmento. Como se muestra en la Figura 30, los ejes infinitesimales de extensión tienden a ser ortogonales a las fallas delimitadas por Lexa (2021) y Schmidt-Thomé, (1977) para la zona del AMSS.

En cuanto al acortamiento (Figura 31), este presenta valores negativos y positivos en la zona de estudio que van de -0.04 a $0.12 \mu\text{strain a}^{-1}$, con transición de valores negativos en la caldera a positivos en el volcán. Donde los valores positivos de acortamiento favorecen la extensión.

Por su parte, la Figura 32 muestra dilatación positiva en la zona de estudio, la cual aumenta de E-O encontrando los valores mayores en el volcán de San Salvador y alrededores, con tasas de $0.34 \mu\text{strain a}^{-1}$. Estas tasas de deformación volumétrica son consistentes con la dilatación positiva reportada por Staller et al. (2016) para esta zona.

Asimismo, el mapa de máxima deformación de cizalla (Figura 33) presenta valores positivos de entre 0.15 - $0.5 \mu\text{strain a}^{-1}$, con tasas de $0.4 \mu\text{strain a}^{-1}$ entre la caldera y el volcán. Cabe resaltar que los ejes de cizalla lateral derecha tienen orientación predominante E-O, consistente con Garibaldi et al. (2016) que asocia el vulcanismo con sistemas de fallas de deslizamiento de rumbo con orientación E-O.

Por su parte Legrand et al. (2020) propone la existencia de un sistema de fallas en dominó con direcciones NE-SO dentro del segmento extensional de San Salvador. Sin embargo, la cartografía de la zona muestra fallas con orientación NO-SE (Figura 41), al igual que los S_{hmax} y σ_1 obtenidos en este trabajo. No obstante, en el presente trabajo se obtuvo una extensión positiva entre el volcán de San Salvador y la caldera de Ilopango, que coincide con la extensión de 4 - 5 mm a^{-1} que reportan en dicho estudio.

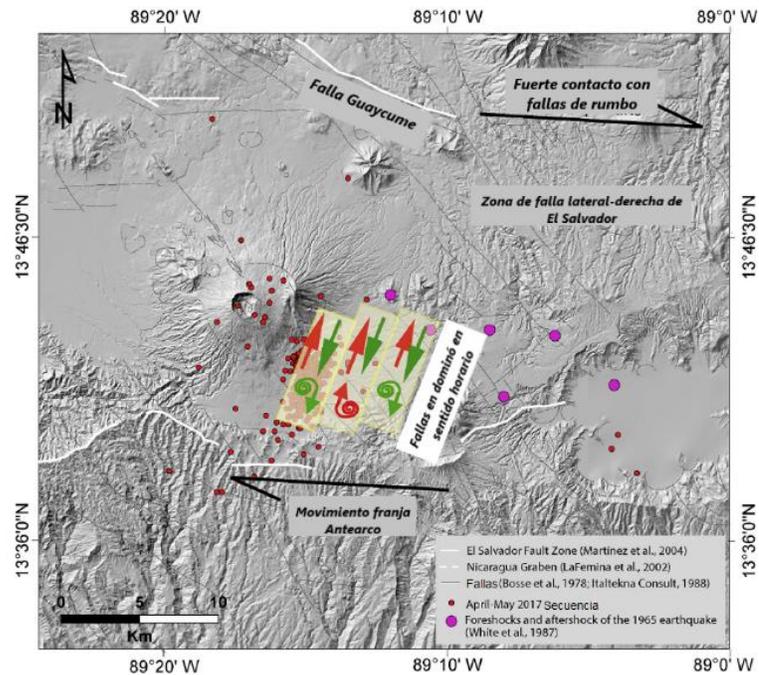


Figura 41. Modelo esquemático de fallas en dominó en el escalón extensional de San Salvador. Los límites de los bloques se aproximan utilizando las localizaciones de la secuencia de 2017 y los sismos previos y posteriores a 1965. Tomado y modificado de Legrand et al. (2020).

Según Martínez-Díaz et al. (2021) el sector central del país es parte de una estructura compleja y discontinua de la ESFZ, y nuestra área de estudio forma parte de una banda con deformación transtensional no coaxial, donde predomina la deformación por cizalla simple. Considerando lo anterior, y a partir de las orientaciones de los ejes principales de esfuerzos (σ_1 y σ_3) y los ejes de deformación obtenidos en este estudio, se sugiere un régimen de deformación dominado por cizalla transtensiva, para la zona del AMSS y la caldera de Ilopango (Figura 42). Sin embargo, los resultados no son suficientes para definir la deformación en el volcán de San Salvador.

De forma adicional, el cálculo del tensor gradiente de velocidad obtenido con la metodología de Kiratzi y Papazachos (1996) para la serie sísmica de 2017 en el AMSS, mostró una velocidad de -1.04 mm/t en la componente norte y -4.06 mm en la componente Este. En contraste con Chávez et al. (2020) que a partir de resultados de InSAR de 2015-2018, reportan un movimiento horizontal de ~ 2.3 mm a $^{-1}$ al Este y ~ 2.44 mm a $^{-1}$ al Oeste. Además, sugiere que se trata de una zona límite, posiblemente relacionada con el movimiento lateral de la falla NO-SE que atraviesa el volcán de San Salvador.

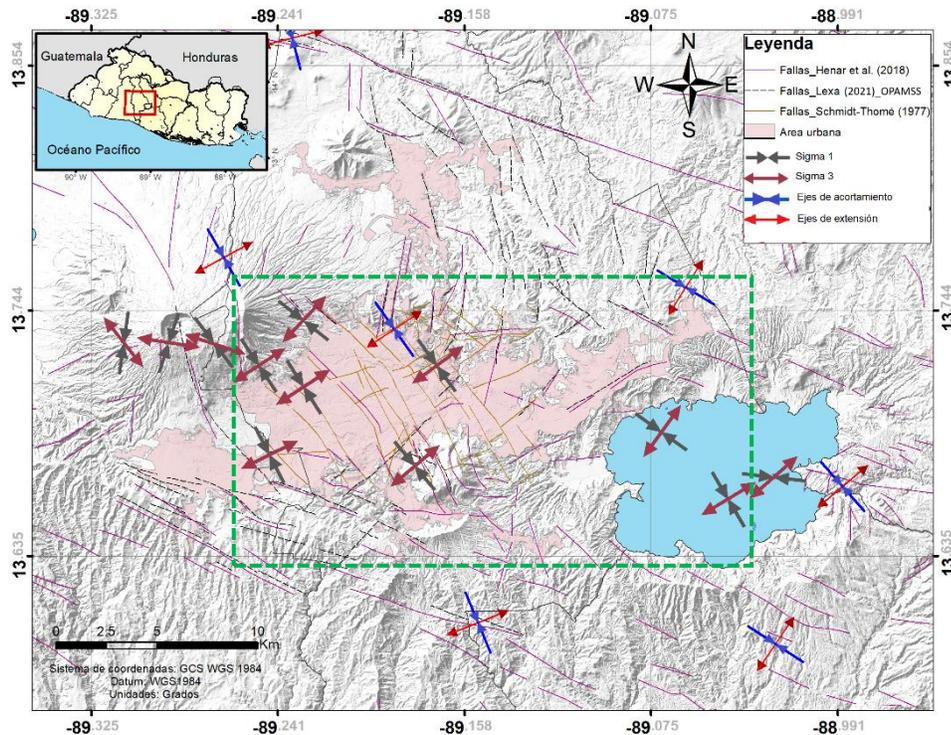


Figura 42. Mapa con ejes principales de esfuerzos y deformación para el área de estudio. El recuadro verde agrupa los clústeres con régimen de cizalla.

7.3 Análisis estadístico de sismicidad

La sismicidad del catálogo compilado se localiza principalmente en el volcán de San Salvador, caldera de Ilopango y AMSS, en esta última zona la sismicidad se ubica sobre lineamientos NO-SE delimitados por Schmidt-Thomé (1977). En su mayoría la sismicidad se localiza a profundidades menores a 10 km, lo cual es consistente con las profundidades de acoplamiento o de bloqueo para las fallas del arco volcánico salvadoreño, que pueden romper hasta una profundidad máxima de 15 km (Staller, 2014).

Se sabe que para zonas con tectónica activa es común obtener valores de b cercanos a 1. Sin embargo, para regiones volcánicas con sismicidad tipo enjambre, este valor puede ser mayor, lo que se explica con la presencia de fallas pequeñas en la corteza y esfuerzos heterogéneos dominantes (Molina y Ruiz, 2004).

El valor de b obtenido para la zona centro de San Salvador fue de 0.96, y es similar al valor de b de 0.95 ± 0.12 obtenido por Legrand et al. (2020) para el enjambre sísmico de abril de 2017. Asimismo, obtuvimos valores de b de 1.08 y 1.11 para el volcán de San Salvador y caldera de Ilopango, respectivamente; ambos valores son semejantes a los valores de b reportados por Marroquín (2012), que obtuvo un valor de b de

1.00 para el volcán de San Salvador y alrededores; y un valor de b de 1.04 para la zona de la caldera de Ilopango.

Se ha encontrado en la literatura que diversos autores relacionan el valor de b con el estado de esfuerzos presente en la corteza terrestre. Por ejemplo, Scholz (1968) observó que el valor de b disminuye marcadamente con un incremento en el esfuerzo aplicado. Warren y Latham (1970) sugieren que el fracturamiento producido por esfuerzo térmico da como resultado valores de b muy altos, y Sobiesiak et al. (2007) afirman que la variación del valor de b es fuertemente dependiente del estado de esfuerzos y de la heterogeneidad en la zona; de tal forma que b disminuye al aumentar el esfuerzo y aumenta al incrementar la heterogeneidad.

Aplicando las relaciones anteriores a los resultados obtenidos, podemos manifestar que los valores de b más altos coinciden con las estructuras presentes en la zona: volcán de San Salvador y caldera de Ilopango, y que esto sugiere esfuerzos menores heterogéneos, mayor fracturamiento y altas anomalías térmicas en dichas zonas. Además, estos valores de b altos indican que la sismicidad tiene un origen volcánico y no tectónico como estaría sucediendo con la sismicidad del AMSS.

7.4 Aporte de los resultados al marco sismotectónico del AMSS

Por su historial sísmico destructivo, a la ciudad de San Salvador se le conoce coloquialmente como “El Valle de las Hamacas”, con una población aproximada de 2 millones de habitantes se convierte en la zona de mayor interés para estudios sísmicos, geológicos y tectónicos del país.

Con el propósito de recopilar y mostrar la información aportada en el presente estudio, se elaboró un mapa de intensidades de Mercalli Modificada MMI que incorpora los resultados de los esfuerzos principales, ejes de deformación y planos de fallas (Figura 43).

Como era de esperarse las intensidades mayores están cercanas a las trazas de fallas de sismos destructivos históricos (líneas naranjas) y a sus respectivos epicentros. Además, se observa que en las zonas con mayor intensidad reportada (zonas rojizas), los esfuerzos principales (σ_1) presentan una orientación NO-SE, al igual que los ejes de acortamiento y los planos de fallas cartografiados por Schmidt-Thomé (1977).

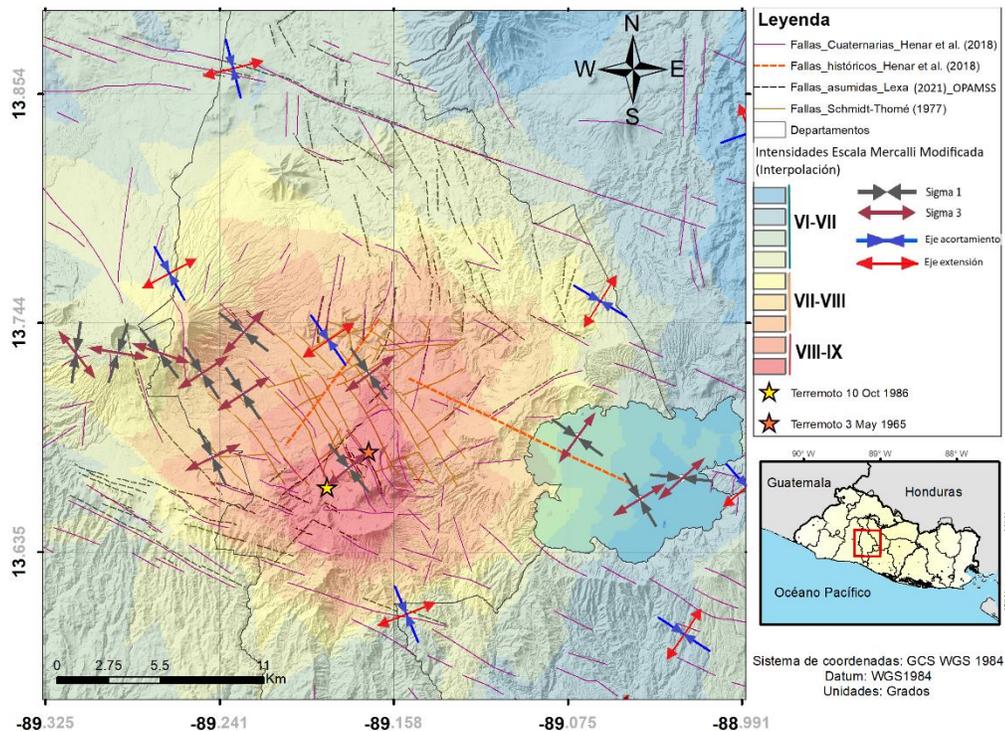


Figura 43. Campo de intensidades de la zona de estudio (1719-2018) con ejes principales de esfuerzos (σ_1 y σ_3), ejes de acortamiento y de extensión, principales alineamientos y fallas de la zona.

Los resultados obtenidos en este trabajo sugieren que el régimen de esfuerzos transcurrente en el centro de la zona de estudio, genera fallas laterales que al activarse causan daños en las estructuras y construcciones del AMSS. Dicha información es útil, puesto que, el tipo de falla y fuente sísmica desempeña un papel fundamental en la vulnerabilidad y fragilidad de las estructuras (Mosleh et al., 2016).

En síntesis, la información aportada describe el contexto tectónico de los sismos que se producen en el AMSS y que causan grandes pérdidas humanas y económicas, al ser de poca profundidad y cercanos al centro urbano. Esta información pretende ser un insumo para futuros estudios de peligro y amenaza sísmica.

Capítulo 8. Conclusiones y recomendaciones

La inversión de mecanismos focales realizada permitió obtener mayores detalles del régimen de esfuerzos tectónicos en San Salvador y sus alrededores al involucrar estructuras volcánicas locales. Los resultados reflejan que la tectónica del AMSS es gobernada por el esfuerzo regional con dirección de σ_1 al NO-SE y de σ_3 al NE-SO, consistente con estudios previos en zonas cercanas.

Para el volcán de San Salvador y la caldera de Ilopango las orientaciones de los esfuerzos principales presentan una rotación, difiriendo de la tendencia regional. Se infiere que estas rotaciones podrían estar asociadas a la presencia de los cuerpos magmáticos y a la carga vertical de los edificios volcánicos, por ser zonas heterogéneas con anisotropías importantes en la corteza, respaldado por valores de $b > 1$ obtenidos para dichas estructuras.

El análisis de deformación a partir de velocidades GNSS mostró que los ejes de extensión se orientan al NE-SO y los ejes de acortamiento al NO-SE para toda la zona de estudio, además señalan tasas de extensión mayores entre el volcán de San Salvador y la caldera de Ilopango ($0.35 \mu\text{strain a}^{-1}$), y tasas de máxima deformación de cizalla lateral derecha con orientación predominante E-O. De forma similar, las tasas de dilatación positiva aumentan de E-O con valores mayores en el volcán de San Salvador y alrededores ($0.34 \mu\text{strain a}^{-1}$).

Por su parte, los tensores de deformación locales, obtenidos a partir de mecanismos focales con la metodología de Kiratzi y Papazachos (1995), permiten describir la deformación cosísmica debido al movimiento de las fallas durante una serie sísmica, como fue el caso de abril-mayo de 2017. Dichos tensores calculados son mayores al tensor regional de deformación obtenido con las velocidades GNSS.

La deformación en el área de estudio parece responder únicamente al tensor de esfuerzos regional, y no a los esfuerzos locales presentes en las estructuras volcánicas; puesto que, los ejes principales de esfuerzos σ_1 y σ_3 coinciden con los ejes de acortamiento y extensión obtenidos con GNSS para el AMSS, sin embargo, no coinciden para el volcán de San Salvador y la caldera de Ilopango.

Los valores de b mayores a 1.0 obtenidos en el volcán de San Salvador y la caldera de Ilopango indican que los esfuerzos locales son menores en dichas estructuras y que su sismicidad está asociada a vulcanismo y no a una fuente tectónica, como parece ocurrir con la sismicidad del AMSS.

La relación entre los rasgos tectónicos del área de estudio y la orientación de los ejes principales de los tensores de esfuerzos y deformación, sugiere que la sismicidad destructiva en el AMSS ha sido generada por la ruptura de fallas transcurrentes y combinaciones de ellas, que interactúan conjuntamente en la zona y acomodan la deformación causada por el movimiento del bloque Antearco.

A partir de las orientaciones de los ejes principales de esfuerzos (σ_1 y σ_3) y los ejes de deformación obtenidos en este estudio, se sugiere un régimen de deformación dominado por cizalla transtensiva, para la zona del AMSS y la caldera de Ilopango. Sin embargo, los resultados no son suficientes para definir la deformación en el volcán de San Salvador.

Fue posible probar la hipótesis planteada, ya que los resultados obtenidos marcan un precedente del estado de esfuerzos local y las tasas de deformación en la zona de estudio. No obstante, estos resultados se pueden mejorar al contar con un catálogo de mecanismos focales de mayor calidad para el volcán de San Salvador, datos GNSS más recientes y datos de InSAR para esta zona del país.

Los resultados obtenidos aportan el marco tectónico en el cual se desarrollan las series sísmicas en el AMSS y permitirán estimar las características de los terremotos a generarse en la zona, de importancia para futuros estudios de evaluación de la amenaza sísmica y planificación urbana en el AMSS.

Las tasas de deformación determinadas a partir del software SSPX, permiten una visualización de los patrones espaciales de extensión y compresión. Sin embargo, debido a la pobre cobertura de las estaciones es precipitado plantear conclusiones a nivel cortical. Por ello, se recomienda realizar nuevos mapas de deformación al disponer de nuevos datos GNSS e incluir datos de InSAR para mejorar la cobertura en la zona.

El AMSS está en pleno crecimiento urbano y poblacional, por ello se recomienda comparar los resultados obtenidos en este estudio con trabajos de amplificación sísmica del terreno, ya que sería beneficioso para la planificación urbana y la reducción del riesgo de desastres.

Finalmente, se recomienda realizar un recálculo de mecanismos focales del volcán de San Salvador para mejorar la calidad del catálogo, y con ello realizar un análisis que permita estudiar la relación entre la rotación del campo de esfuerzos y las características del sistema volcánico.

Literatura citada

- Agostini, S., Corti, G., Doglioni, C., Carminati, E., Innocenti, F., Tonarini, S., Manetti, P., Di Vincenzo, G., & Montanari, D. (2006). Tectonic and magmatic evolution of the active volcanic front in El Salvador: insight into the Berlín and Ahuachapán geothermal areas. *Geothermics*, 35(4), 368–408. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2006.05.003>
- Aki, K. (1965). Maximum likelihood estimate of b in the Gutenberg-Richter formula and its confidence limits. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 43(1965), 237–239. <https://repository.dl.itc.u-tokyo.ac.jp/record/33631/files/ji0432001.pdf>
- Allen, T. I., & Wald, D. J. (2009). Evaluation of Ground-Motion Modeling Techniques for Use in Global ShakeMap — A Critique of Instrumental Ground-Motion Prediction Equations, Peak Ground Motion to Macroseismic Intensity Conversions, and Macroseismic Intensity Predictions in Different Tecto. *U.S. Geological Survey Open-File Report*, 2009(1047). <https://pubs.usgs.gov/of/2009/1047/pdf/OF09-1047.pdf>
- Allmendinger, R. W., Cardozo, N., & Fisher, D. M. (2011). *Structural Geology Algorithms: Vectors and Tensors* (Vol. 9781107012). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511920202>
- Alonso-Henar, J., Benito, B., Staller, A., Álvarez-Gómez, J. A., Martínez-Díaz, J. J., & Canora, C. (2018). Large-magnitude crustal seismic sources in El Salvador and deterministic hazard scenarios. *Engineering Geology*, 243(January), 70–83. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2018.06.015>
- Alonso-Henar, J., Schreurs, G., Martínez-Díaz, J. J., Álvarez-Gómez, J. A., & Villamor, P. (2015). Neotectonic development of the El Salvador Fault Zone and implications for deformation in the Central America Volcanic Arc: Insights from 4-D analog modeling experiments. *Tectonics*, 34(1), 133–151. <https://doi.org/10.1002/2014TC003723>
- Alvarado, D., DeMets, C., Tikoff, B., Hernández, D., Wawrzyniec, T. F., Pullinger, C., Mattioli, G., Turner, H. L., Rodriguez, M., & Correa-Mora, F. (2011). Forearc motion and deformation between El Salvador and Nicaragua: GPS, seismic, structural, and paleomagnetic observations. *Lithosphere*, 3(1), 3–21. <https://doi.org/10.1130/L108.1>
- Álvarez-Gómez, J. A. (2009). Tectónica Activa y Geodinámica en el Norte de Centroamérica. [Tesis de Doctorado, Universidad Complutense de Madrid]. <https://eprints.ucm.es/30783/>
- Álvarez-Gómez, J. A. (2019). FMC—Earthquake focal mechanisms data management, cluster and classification. *SoftwareX*, 9(January), 299–307. <https://doi.org/10.1016/j.softx.2019.03.008>
- Álvarez-Gómez, J. A., Staller Vázquez, A., Martínez-Díaz, J. J., Canora, C., Alonso-Henar, J., Insua-Arévalo, J. M., & Béjar-Pizarro, M. (2019). Push-pull driving of the Central America Forearc in the context of the Cocos-Caribbean-North America triple junction. *Scientific reports*, 9(1), 11164. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-47617-3>
- Arámbula-Mendoza, R., Valdés-González, C., & Martínez-Bringas, A. (2010). Temporal and spatial variation of the stress state of Popocatepetl Volcano, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 196(3–4), 156–168. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.07.007>

- Arroyo, M. (2020). El parámetro sísmico b de la relación Gutenberg-Richter en Costa Rica. *Revista Geologica de América Central*, January. <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.10441.08800>
- Audemard M., F. A., & Castilla, R. (2016). Present-day stress tensors along the southern Caribbean plate boundary zone from inversion of focal mechanism solutions: A successful trial. *Journal of South American Earth Sciences*, 71, 309–319. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.06.005>
- Beaucé, E., van der Hilst, R. D., & Campillo, M. (2022). An Iterative Linear Method with Variable Shear Stress Magnitudes for Estimating the Stress Tensor from Earthquake Focal Mechanism Data: Method and Examples. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 112(3), 1224–1239. <https://doi.org/10.1785/0120210319>
- Behr, Y., Clinton, J. F., Cauzzi, C., Hauksson, E., Jónsdóttir, K., Marius, C. G., Pinar, A., Salichon, J., & Sokos, E. (2016). The Virtual Seismologist in SeisComp3: A New Implementation Strategy for Earthquake Early Warning Algorithms. *Seismological Research Letters*, 87(2A), 363–373. <https://doi.org/10.1785/0220150235>
- Bendito, América, Rivero, Pedro, & Lobo Quintero, William. (2002). Variación espacio-temporal de los parámetros de recurrencia sísmica en el occidente de Venezuela. *Boletín Técnico*, 40(1), 1-14. Recuperado en 10 de marzo de 2023, de http://ve.scielo.org/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0376-723X2002000100001&lng=es&tlng=es.
- Benito, B., & Jimenez, M. E. (1999). Peligrosidad Sísmica. *Física de la Tierra*, 11, 13–47. Recuperado en 15 de marzo de 2023, de https://d1wqtxts1xzle7.cloudfront.net/56290358/12914-12994-1-PB-libre.PDF?1523413561=&response-content-disposition=inline%3B+filename%3DPeligrosidad_Sismica.pdf&Expires=1689046241&Signature=AqzLqlefkSHctdjMxsTjbtBxvKoX4pTLPA3Wff6-d8KAj7NK8hutYXEB26MdvtilOY0AP3S5qt-Dachzw6DEGJxHaRS926vj2p8~rHkpgd2zNdia35Hlpc0CcOI0G9Ie7JRuv~SZW4D6D8gU49YXscO4Nm2WDCMr38VqmhSevRGgc8n~PzjqCpTmqhmSKAZBpabFQFjABCbWDNS20kZ0rST4RyX45Yh7Jkm-S5RFUBBkW4~pk0GxkiIE8IGwENrWCI9VhHSP4vgU175vz81SMliEpaw4fj8tYtyl~mkjlmImPq9jCOxBbLIZTHyN~BaTWJi89jkg9xVMiPPH0ZmWA &Key-Pair-Id=APKAJLOHF5GGSLRBV4ZA
- Bommer, J., & Ledbetter, S. (1987). The San Salvador earthquake of 10th October 1986. *Disasters*, 11(2), 83–95. <https://doi.org/10.1111/j.1467-7717.1987.tb00620.x>
- Bressan, G., Bragato, P. L., & Venturini, C. (2003). Stress and strain tensors based on focal mechanisms in the seismotectonic framework of the Friuli-Venezia Giulia Region (Northeastern Italy). *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93(3), 1280–1297. <https://doi.org/10.1785/0120020058>
- Cáceres, D., Monterroso, D., & Tavakoli, B. (2005). Crustal deformation in northern Central America. *Tectonophysics*, 404(1–2), 119–131. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.05.008>
- Canora, C., Martínez-Díaz, J. J., Villamor, P., Staller, A., Berryman, K., Álvarez-Gómez, J. A., Capote, R., & Díaz, M. (2014). Structural evolution of the El Salvador Fault Zone: An evolving fault system within a volcanic arc. *Journal of Iberian Geology*, 40(3), 471–488. https://doi.org/10.5209/rev_JIGE.2014.v40.n3.43559
- Catalán, C. C. (2011). *Análisis sismotectónico, neotectónico y paleosísmico de la zona de falla de El Salvador, Centro América* (Tesis de Doctorado, Universidad Complutense de Madrid). <https://docta.ucm.es/handle/20.500.14352/47815>

- Cao, A., & Gao, S. S. (2002). Temporal variation of seismic b-values beneath northeastern Japan island arc. *Geophysical Research Letters*, 29(9). <https://doi.org/10.1029/2001gl013775>
- Cardozo, N., & Allmendinger, R. W. (2009). SSPX: A program to compute strain from displacement/velocity data. *Computers and Geosciences*, 35(6), 1343–1357. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2008.05.008>
- Chávez, J. A., Lazecký, M., Šebesta, J., & Bakoň, M. (2020). Relation between surface dynamics and remote sensor InSAR results over the Metropolitan Area of San Salvador. *Natural Hazards*, 103(3), 3661–3682. <https://doi.org/10.1007/s11069-020-04150-1>
- Chávez, J. A., Šebesta, J., Kopecky, L., & Landaverde, R. (2014). Application of geomorphologic knowledge for erosion hazard mapping. *Natural Hazards*, 71(3), 1323–1354. <https://doi.org/10.1007/s11069-013-0948-8>
- Corti, G., Carminati, E., Mazzarini, F., & Garcia, M. O. (2005). Active strike-slip faulting in El Salvador, Central America. *Geology*, 33(12), 989–992. <https://doi.org/10.1130/G21992.1>
- DeMets, C., Gordon, R. G., & Argus, D. F. (2010). Geologically current plate motions. *Geophysical Journal International*, 181(1), 1–80. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x>
- DeMets, C., Jansma, P. E., Mattioli, G. S., Dixon, T. H., Farina, F., Bilham, R., Calais, E., & Mann, P. (2000). GPS geodetic constraints on Caribbean-North America Plate Motion. *Geophysical Research Letters*, 27(3), 437–440. <https://doi.org/10.1029/1999gl005436>
- Dirección General de estadística y Censos, DIGESTYC. (2007). *Censo de Población y Vivienda de El Salvador - 2007*. <https://www.transparencia.gob.sv/institutions/minec/documents/12878/download>
- Ellis, A., DeMets, C., McCaffrey, R., Briole, P., Cosenza Muralles, B., Flores, O., Guzmán-Speziale, M., Hernández, D., Kostoglodov, V., LaFemina, P., Lord, N., Lasserre, C., Lyon-Caen, H., Rodriguez Maradiaga, M., Molina, E., Rivera, J., Rogers, R., Staller, A., & Tikoff, B. (2019). GPS constraints on deformation in northern Central America from 1999 to 2017, Part 2: Block rotations and fault slip rates, fault locking and distributed deformation. *Geophysical Journal International*, 218(2), 729–754. <https://doi.org/10.1093/gji/ggz173>
- Fernández-Castany, M. F. (2002) Vulnerabilidad de las edificaciones y los daños que en ellas producen los Terremotos: Terremoto Del 25/12/1884. Recuperado en 12 de febrero de 2023, de https://www.researchgate.net/profile/Mercedes-Ferliche/publication/259199175_VULNERABILIDAD_DE_LAS_EDIFICACIONES_Y_LOS_DANOS_QUE_EN_ELLAS_PRODUCEN_LOS_TERREMOTOS_TERREMOTO_DEL_25121884/links/02e7e52a6d74a35132000000/VULNERABILIDAD-DE-LAS-EDIFICACIONES-Y-LOS-DANOS-QUE-EN-ELLAS-PRODUCEN-LOS-TERREMOTOS-TERREMOTO-DEL-25-12-1884.pdf
- Fernández, C., Camacho, M., Encarnación, G., & Alonso, F. (2011). Método B-Stress Para Corregir La Orientación De Los Ejes Principales Del Esfuerzo Determinados a Partir Del Análisis Poblacional De Sistemas Incompletos De Fallas Con Simetría Ortorrómica. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 24, 85–99. <http://dc-app3-14.gfz-potsdam.de/>
- Ferrés, D., Delgado Granados, H., Hernández, W., Pullinger, C., Chávez, H., Castillo Taracena, C. R., & Cañas-Dinarte, C. (2011). Three thousand years of flank and central vent eruptions of the San Salvador volcanic complex (El Salvador) and their effects on El Cambio archeological site: A review based on tephrostratigraphy. *Bulletin of Volcanology*, 73(7), 833–850. <https://doi.org/10.1007/s00445-011->

[0465-0](#)

- García-Delgado, H., Velandia, F., Bermúdez, M. A., & Audemard, F. (2022). The present-day tectonic regimes of the Colombian Andes and the role of slab geometry in intraplate seismicity. *International Journal of Earth Sciences*, 111(7), 2081–2099. <https://doi.org/10.1007/s00531-022-02227-9>
- Garibaldi, N., Tikoff, B., & Hernández, W. (2016). Neotectonic deformation within an extensional stepover in El Salvador magmatic arc, Central America: Implication for the interaction of arc magmatism and deformation. *Tectonophysics*, 693, 327–339. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.05.015>
- Gutenberg, B., & Richter, C. F. (1944). Frequency of earthquakes in California. *Nature*, 156(3960), 371. <https://doi.org/10.1038/156371a0>
- Heidbach, O., Barth, A., Müller, B., Reinecker, J., Stephansson, O., Tingay, M., & Zang, A. (2016). *WSM quality ranking scheme, database description and analysis guidelines for stress indicator*. Disponible en https://gfzpublic.gfz-potsdam.de/rest/items/item_4732890/component/file_4732894/content
- Heidbach, O., Fuchs, K., Müller, B., Wenzel, F., Reinecker, J., Tingay, M., & Sperner, B. (2007). The world stress map. *Episodes*, 30(3), 197–201. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/2007/v30i3/002>
- Heidbach, O., Rajabi, M., Cui, X., Fuchs, K., Müller, B., Reinecker, J., Reiter, K., Tingay, M., Wenzel, F., Xie, F., Ziegler, M. O., Zoback, M. Lou, & Zoback, M. (2018). The World Stress Map database release 2016: Crustal stress pattern across scales. *Tectonophysics*, 744, 484–498. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.07.007>
- Heidbach, O., Rajabi, M., Reiter, K., & Ziegler, M. (2016). World Stress Map 2016. *GFZ Data Services*, 1680890. <https://doi.org/10.5880/WSM.2016.002>
- Hernandez Guevara, E. W. (2004). *Caracterización geomecánicas y vulcanológicas de las tefras tierra blanca joven, Caldera de Ilopango, El Salvador*. (Tesis de Maestría, Universidad Politécnica de Madrid). Revisado en <https://es.scribd.com/document/367824786/doc00080-contenido>
- Herrera, C., Cassidy, J. F., Dosso, S. E., Dettmer, J., Bloch, W., Sippl, C., & Salazar, P. (2021). The Crustal Stress Field Inferred From Focal Mechanisms in Northern Chile. *Geophysical Research Letters*, 48(8). <https://doi.org/10.1029/2021GL092889>
- Jost, M. U., & Herrmann, R. B. (1989). A student's guide to and review of moment tensors. *Seismological Research Letters*, 60(2), 37-57. doi: <https://doi.org/10.1785/gssrl.60.2.37>
- Jouanne, F., Audemard, F. A., Beck, C., Van Welden, A., Ollarves, R., & Reinoza, C. (2011). Present-day deformation along the El Pilar Fault in eastern Venezuela: Evidence of creep along a major transform boundary. *Journal of Geodynamics*, 51(5), 398–410. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2010.11.003>
- Kiratzi, A. A., & Papazachos, C. B. (1995). Active crustal deformation from the Azores triple junction to the Middle East. *Tectonophysics*, 243(1–2), 1–24. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)00188-F](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)00188-F)
- Kiratzi, A. A., & Papazachos, C. B. (1996). Moment-tensor summation to derive the active crustal deformation in Japan. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(3), 821–831. <https://doi.org/10.1785/BSSA0860030821>

- Kostrov, V. V. (1974). Seismic moment and energy of earthquakes, and the seismic flow of rock, *Izv. Acad. Sci. USSR. Phys. Solid Earth*, 1, 23-44. <http://www-solid.eps.s.u-tokyo.ac.jp/~hassei/cgi-bin/hassei2007/wiki/attach/papers.Kostrov1974%252Epdf>
- Legrand, D., Calahorrano, A., Guillier, B., Rivera, L., Ruiz, M., Villagómez, D., & Yepes, H. (2002). Stress tensor analysis of the 1998-1999 tectonic swarm of northern Quito related to the volcanic swarm of Guagua Pichincha volcano, Ecuador. *Tectonophysics*, 344(1-2), 15-36. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00273-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00273-6)
- Legrand, D., Marroquín, G., DeMets, C., Mixco, L., García, A., Villalobos, M., Ferrés, D., Gutiérrez, E., Escobar, D., Torres, R., & Hernández, D. (2020). Active deformation in the San Salvador extensional stepover, El Salvador from an analysis of the April–May 2017 earthquake sequence and GPS data. *Journal of South American Earth Sciences*, 104(June). <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102854>
- Lentas, K. (2017). Towards routine determination of focal mechanisms obtained from first motion P-wave arrivals. *Geophysical Journal International*, 212(3), 1665–1686. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx503>
- Lexa, J., Šebesta, J., Chávez, J. A., Hernández, W., & Pécskay, Z. (2011). Geology and volcanic evolution in the southern part of the San Salvador Metropolitan Area. *Journal of Geosciences*, 56(1), 105–140. <https://doi.org/10.3190/jgeosci.088>
- Lexa, J., Šebesta, J., Hernández, W., Chavez, J. A., Vásquez, M. E., & Alfaro, I. A. (2021). Geología del Área Metropolitana de San Salvador (1:50 000), El Salvador. *Revista Geológica de América Central*, 1–23. <https://doi.org/10.15517/rgac.v66i0.49972>
- Mann, C. P., Stix, J., Vallance, J. W., & Richer, M. (2004). Subaqueous intracaldera volcanism, Ilopango Caldera, El Salvador, Central America. *Special Paper of the Geological Society of America*, 375, 159–174. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2375-2.159>
- Marroquín, G. (2012). *Caracterización de las zonas sísmicas en el graben Central de El Salvador*. (Tesis inédita. Diploma de Especialista en Evaluación de Peligrosidades Naturales). Universidad de El Salvador.
- Martínez-Díaz, J. J., Álvarez-Gómez, J. A., Benito, B., & Hernández, D. (2004). Triggering of destructive earthquakes in El Salvador. *Geology*, 32(1), 65–68. <https://doi.org/10.1130/G20089.1>
- Martínez-Díaz, J. J., Álvarez-Gómez, J. A., Staller, A., Alonso-Henar, J., Canora, C., Insúa-Arévalo, J. M., Tsige, M., Villamor, P., Herrero-Barbero, P., Hernández-Moreno, C., Hernández, W., Hernández, D., Marroquín, G., & Mixco, L. (2021). Active faults of El Salvador. *Journal of South American Earth Sciences*, 105(November 2020), 103038. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.103038>
- Martínez-Garzón, P., Heidbach, O., & Bohnhoff, M. (2020). Contemporary stress and strain field in the Mediterranean from stress inversion of focal mechanisms and GPS data. *Tectonophysics*, 774(November). <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2019.228286>
- Mendoza Ponce, A. del R. (2012). *Estudio de la estabilidad del valor de b para regiones sismotectónicas de México* [Tesis doctoral, Universidad Nacional Autónoma de México]. <http://132.248.9.195/ptd2013/abril/0692915/0692915.pdf>
- Michael, A. J. (1984). Determination of stress from slip data: faults and folds. *Journal of Geophysical Research*, 89(B13), 11517–11526. <https://doi.org/10.1029/JB089iB13p11517>

- Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales. (2021). *Compendio Sismológico de El Salvador*. (Informe técnico interno no publicado).
- Minson, S. E., & Dreger, D. S. (2008). Stable inversions for complete moment tensors. *Geophysical Journal International*, 174(2), 585–592. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03797.x>
- Molina, I. C., & Ruiz, M. C. (2004). Cambios temporales del valor de b: posibles correlaciones con el tremor volcánico y los cambios geoquímicos de las fuentes termales del Tungurahua. *Investigaciones en Geociencias*, 1, 144–149. <http://cidbimena.desastres.hn/docum/crid/Septiembre2007/CD3/pdf/spa/doc15677/doc15677-contenido.pdf>
- Molnar, P. (1979). Earthquake recurrence intervals and plate tectonics. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 69(1), 115–133. <https://doi.org/10.1785/bssa0690010115>
- Mosleh, A., Razzaghi, M. S., Jara, J., & Varum, H. (2016). Development of fragility curves for RC bridges subjected to reverse and strike-slip seismic sources. *Earthquake and Structures*, 11(3), 517–538. <https://doi.org/10.12989/eas.2016.11.3.517>
- Nava, F. A., Márquez-Ramírez, V. H., Zúñiga, F. R., Ávila-Barrientos, L., & Quinteros, C. B. (2017). Gutenberg-Richter b-value maximum likelihood estimation and sample size. *Journal of Seismology*, 21(1), 127–135. <https://doi.org/10.1007/s10950-016-9589-1>
- Olaiz Campos, A. J., Vicente Muñoz, G. de, Muñoz Martín, A., & Vegas, R. (2006). Mapa de esfuerzos de Europa a partir de Mecanismos Focales calculados desde el Tensor de Momento Sísmico. *Geogaceta*, 40, 55–58. <https://core.ac.uk/reader/19710200>
- Pedrazzi, D., Sunye-Puchol, I., Aguirre-Díaz, G., Costa, A., Smith, V. C., Poret, M., Dávila-Harris, P., Miggins, D. P., Hernández, W., & Gutiérrez, E. (2019). The Ilopango Tierra Blanca Joven (TBJ) eruption, El Salvador: Volcano-stratigraphy and physical characterization of the major Holocene event of Central America. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 377, 81–102. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.03.006>
- Peruzza, L., Esposito, E., Rodriguez Garcia, F. E., Garcia Castro, R. A., Santos, P., Marroquin, G., ... & Argueta Platero, A. A. (2021). MARCA-GEHN, a prototype macroseismic archive of four Central America countries. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 62. https://bgo.ogs.it/pdf/full/vol_62_supp2_complete.pdf
- Pin Molina, J. A. (27 de septiembre de 2017). *¿Cómo se mide un Terremoto?*. Seismicknowledge. Recuperado el 5 de mayo de 2023 de <http://sites.ipleiria.pt/seismicknowledge/tag/escala-de-mercalli>
- Power, J. A., Wyss, M., & Latchman, J. L. (1998). Spatial variations in the frequency-magnitude distribution of earthquakes at Soufriere Hills Volcano, Montserrat west Indies. *Geophysical Research Letters*, 25(19), 3653–3656. <https://doi.org/10.1029/98GL00430>
- Press, W. H., Teukolsky, S. A., Vetterling, W. T., Flannery, B. P., & Metcalf, M. (1992). Numerical Recipes in C: The Art of Scientific Computing. En *Numerical Recipes in C* (2 edition). Cambridge University Press. https://www.cec.uchile.cl/cinetica/pcordero/MC_libros/NumericalRecipesinC.pdf
- Rashidi, A., & Derakhshani, R. (2022). Strain and Moment Rates from GPS and Seismological Data in

- Northern Iran: Implications for an Evaluation of Stress Trajectories and Probabilistic Fault Rupture Hazard. *Remote Sensing*, 14(9). <https://doi.org/10.3390/rs14092219>
- Reinoza Gómez, C. E. (2014). *High resolution geodetic GNSS surveys of the present day deformation along the South-Caribbean margin. Implications for earthquake hazard assessment in western and north-eastern Venezuela* [PhD thesis Université de Grenoble]. <https://theses.hal.science/tel-01230076>
- Reinoza Gómez, C. E., Jouanne, F., Audemard, F. A., Schmitz, M., & Beck, C. (2015). Journal of Geophysical Research : Solid Earth. *AGU: Journal of Geophysical Research, Solid Earth*, 119(iv), 3076–3095. <https://doi.org/10.1002/2014JB011483.Received>
- Rolo, R., Bommer, J. J., Houghton, B. F., Vallance, J. W., Berdousis, P., Mavrommati, C., & Murphy, W. (2004). Geologic and engineering characterization of Tierra Blanca pyroclastic ash deposits. *Special Paper of the Geological Society of America*, 375(August 2015), 55–67. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2375-2.55>
- Roman, D. C. (2004). *Changes in local stress field orientation in response to magmatic activity* (PhD thesis University of Oregon). https://www.researchgate.net/profile/Diana-Roman-7/publication/34489858_Changes_in_local_stress_field_orientation_in_response_to_magmatic_activity/links/5f5bf8af4585154dbbcb2a22/Changes-in-local-stress-field-orientation-in-response-to-magmatic-activity.pdf
- Roman, D. C., Savage, M. K., Arnold, R., Latchman, J. L., & De Angelis, S. (2011). Analysis and forward modeling of seismic anisotropy during the ongoing eruption of the Soufrière Hills Volcano, Montserrat, 1996-2007. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116(3), 1996–2007. <https://doi.org/10.1029/2010JB007667>
- Salcedo-Hurtado, E. de J., Audemard, F. A., & García-Millán, N. (2021). Parámetros focales del terremoto del 28 de abril de 1894 en los Andes venezolanos usando datos macrosísmicos. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 45(175), 591–606. <https://doi.org/10.18257/raccefyn.1195>
- Saxby, J., Gottsmann, J., Cashman, K., & Gutierrez, E. (2016). Magma storage in a strike-slip caldera. *Nature Communications*, 7, 1–10. <https://doi.org/10.1038/ncomms12295>
- Schmidt-Thomé, M. (1975). The geology in the San Salvador area (El Salvador, Central America), a basis for city development and planning. *Geol. Jb*, 13, 207-228. <http://mapas.snet.gob.sv/geologia/docs/geology-ss-area.pdf>
- Scholz, C. H. (1968). The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 58(1), 399–415. <https://doi.org/10.1785/bssa0580010399>
- Shi, Y., & Bolt, B. A. (1982). The standard error of the magnitude-frequency b value. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72(5), 1677–1687. <https://doi.org/10.1785/bssa0720051677>
- Sobiesiak, M., Meyer, U., Schmidt, S., Götze, H. J., & Krawczyk, C. M. (2007). Asperity generating upper crustal sources revealed by b value and isostatic residual anomaly grids in the area of Antofagasta, Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(12). <https://doi.org/10.1029/2006JB004796>
- Sofield, D. J. (1998). *History and hazards of volcán San Salvador, El Salvador*. Michigan Technological

University. <https://www.geo.mtu.edu/volcanoes/research/djsofiel/salv/postertext.html>

- Staller, A. (2014). Modelización de las deformaciones corticales en El Salvador (Centroamérica) mediante la integración de datos geodésicos (GPS), geológicos y sismológicos. [Thesis Ph. D., Universidad Politécnica de Madrid]. <https://doi.org/10.20868/UPM.thesis.29172>.
- Staller, A., Martínez-Díaz, J. J., Benito, B., Alonso-Henar, J., Hernández, D., Hernández-Rey, R., & Díaz, M. (2016). Present-day crustal deformation along the El Salvador Fault Zone from ZFESNet GPS network. *Tectonophysics*, 670, 66–81. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.12.017>
- Staller, A., Martínez-Díaz, J. J., Benito, B., Hernández, D., Díaz, M., Pullinger, C., Demets, C., Canora, C., Álvarez-Gómez, J. A., & Béjar, M. (2008). Red Gps “ZFEZNET” para el estudio de la evolución del ciclo sísmico de deformaciones y esfuerzos asociado a la Zona de Falla de El Salvador. *GeoTemas*, 10(1567–5172), 1–4. https://www.researchgate.net/publication/46395221_Red_GPS_ZFESNET_para_el_estudio_de_la_evolucion_del_ciclo_sismico_de_deformaciones_y_esfuerzos_asociado_a_la_zona_de_falla_de_El_Salvador
- Stein, S., Wysession, M., & Houston, H. (2003). Books-an introduction to seismology, earthquakes, and earth structure. *Physics Today*, 56(10), 65-72. <https://levee.wustl.edu/seismology/book/>
- Suñe-Puchol, I., Aguirre-Díaz, G. J., Dávila-Harris, P., Miggins, D. P., Pedrazzi, D., Costa, A., Ortega-Obregón, C., Lacan, P., Hernández, W., & Gutiérrez, E. (2019). The Ilopango caldera complex, El Salvador: Origin and early ignimbrite-forming eruptions of a graben/pull-apart caldera structure. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 371, 1–19. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.12.004>
- Tarback, E. J., Lutgens, F. K., Tasa, D., & Tasa, D. (2005). *Earth: an introduction to physical geology* (p. 744). Upper Saddle River: Pearson/Prentice Hall. <http://www.xeologosdelmundo.org/wp-content/uploads/2016/03/TARBUCK-y-LUTGENS-Ciencias-de-la-Tierra-8va-ed.-1.pdf>
- Ulutas, E. (2020). The May 11 Paphos, Cyprus, earthquake: implications for stress regime and tsunami modelling for the Eastern Mediterranean shorelines. *Arabian Journal of Geosciences*, 13(18). <https://doi.org/10.1007/s12517-020-05943-1>
- Utsu, T. (1965). A Statistical Significance Test of the Difference in b-value between Two Earthquake Groups. *Journal of Physics of the Earth*, 14(2), 37–40. <https://doi.org/10.4294/jpe1952.14.37>
- Vargas-Bracamontes, D. M., & Neuberg, J. W. (2012). Journal of Volcanology and Geothermal Research Interaction between regional and magma-induced stresses and their impact on volcano-tectonic seismicity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 243–244(october), 91–96. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.06.025>.
- Warren, N. W., & Latham, G. V. (1970). Experimental Study of Thermally Induced Microfracturing and Its Relation To Volcanic Seismicity. *J Geophys Res*, 75(23), 4455–4464. <https://doi.org/10.1029/jb075i023p04455>
- White, R. A., Harlow, D. H., & Alvarez, S. (1987). The San Salvador Earthquake of October 10, 1986 - Seismological Aspects and Other Recent Local Seismicity. *Earthquake Spectra*, 3(3), 419–434. <https://doi.org/10.1193/1.1585439>
- White, R., & Harlow, D. (1993). Destructive Upper-Crustal Earthquakes of Central America Since 1900.

Bulletin of the Seismological Society of America, 83, 1115–1142.
<https://doi.org/10.1785/BSSA0830041115>

Wiemer, S., McNutt, S. R., & Wyss, M. (1998). Temporal and three-dimensional spatial analyses of the frequency-magnitude distribution near Long Valley Caldera, California. *Geophysical Journal International*, 134(2), 409–421. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.1998.00561.x>

Wood, H. O., & Neumann, F. (1931). Modified Mercalli intensity scale of 1931. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 21(4), 277–283. <https://doi.org/10.1785/bssa0210040277>

Wyss, M., Shimazaki, K., & Wiemer, S. (1997). Mapping active magma chambers by b values beneath the off-Ito volcano, Japan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B9), 20413–20422. <https://doi.org/10.1029/97JB01074>

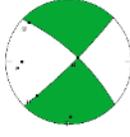
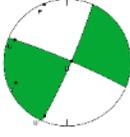
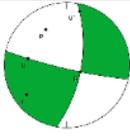
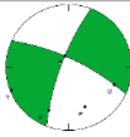
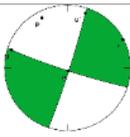
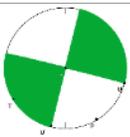
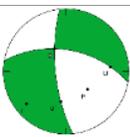
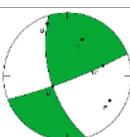
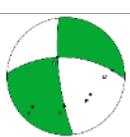
Wu Tiesheng. (26 de octubre de 2020). Draw focal mechanism beach balls as arcgis shapefile. <https://www.arcgis.com/home/item.html?id=380b8f93cd684d6ea56083218a3b2f43>

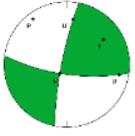
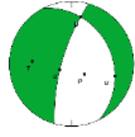
Zoback, M. Lou. (1992). First- and Second-Order Patterns of Stress in the Lithosphere : The World Stress Map Project. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B8), 11703–11728. <https://doi.org/10.1029/92JB00132>

Anexos

Anexo A. Parámetros de los mecanismos focales calculados con Modulo SCMTV de SEISCOMP

Tabla 10. Resultados del cálculo de mecanismos focales en el Modulo SCMTV de SEISCOMP. El ajuste indica la similitud entre los sismogramas observados y los sintéticos empleados para la inversión.

Mw	Rumbo (°)	Buzamiento (°)	Deslizamiento (°)	GAP (°)	Ajuste (%)	%DC	%CLVD	Mecanismo focal	#Estacion
3.7	313.0	73.0	-7.0	102	63.2	73.5	26.5		3
3.9	293.0	85.0	174.0	103	60.8	68.7	31.3		3
3.5	103.0	83.0	-154.0	113	59.6	80.8	19.2		3
5.1	295.4	74.3	-164.8	106	80.9	78.8	21.2		10
4	108.3	85.2	-176.5	125	72.2	97.6	2.4		4
4.2	284.0	88.6	179.8	125	63.1	98	2		6
4	280.0	52.0	-155.0	120	82.6	64.4	35.6		7
3.6	163.0	60.0	8.0	52	72	84.6	15.4		4
3.7	173.0	77.0	-37.0	75	83.8	87.6	12.4		8

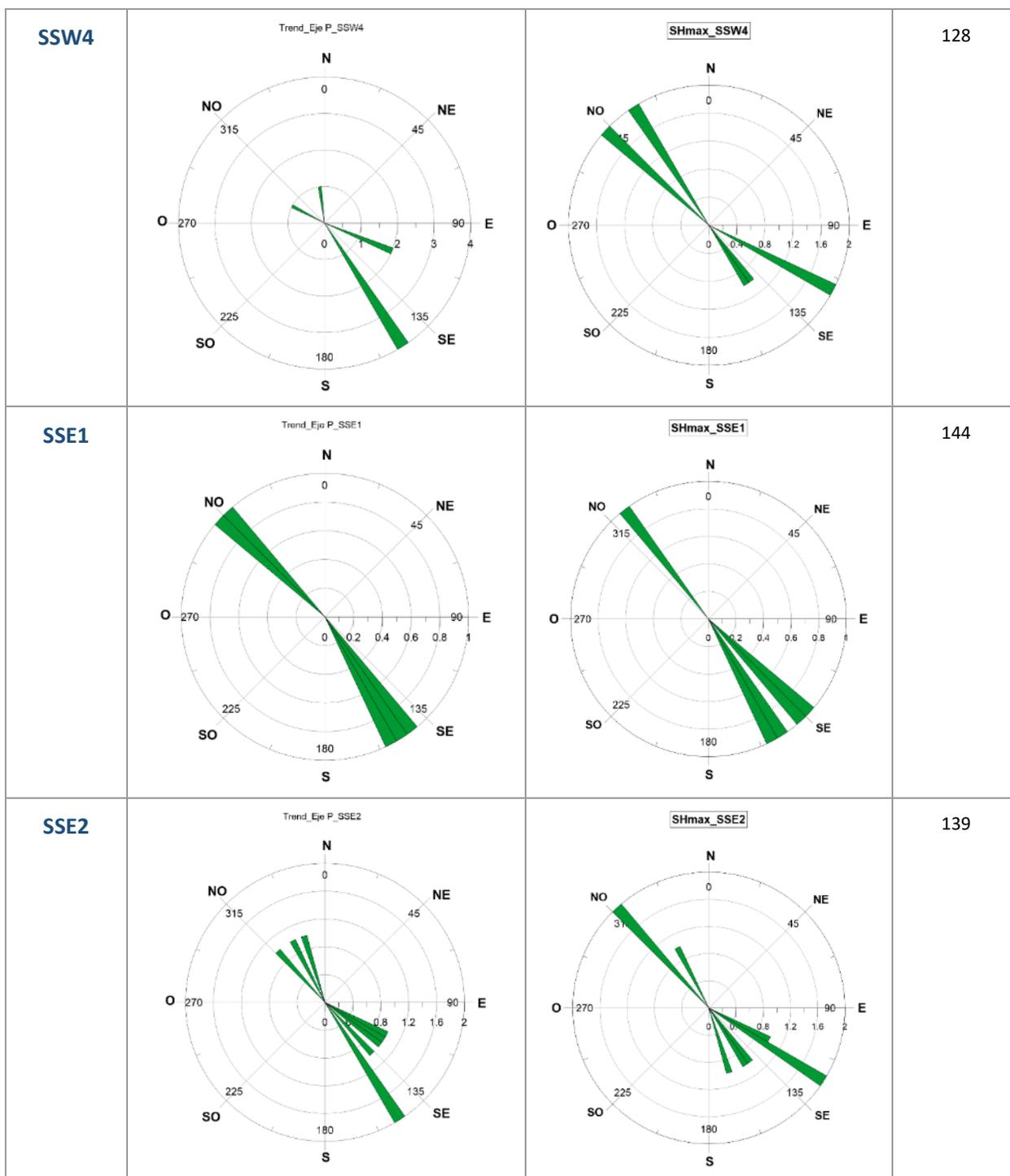
3.9	98.0	72.0	170.0	53	88.2	84.7	15.3		7
3.6	196.0	72.0	-74.0	58	56.6	70.3	29.7		10
					61.5%	71.6 %	23.0%		

Anexo B. Comparación de azimuts de ejes P, SHmax y σ_1 para los 12 clústeres invertidos en ILSI

Tabla 11. Gráficos de azimuts de Ejes P, Shmax y azimut de esfuerzo principal σ_1 .

Clúster	Azimut Ejes P	Azimut SHmax	Azimut σ_1 (°)
VSS1			198
VSS2			188
VSS3			143

<p>SSW1</p>	<p>Trend_Eje P_SSW1</p>	<p>SHmax_SSW1</p>	<p>147</p>
<p>SSW2</p>	<p>Trend_Eje P_SSW2</p>	<p>SHmax_SSW2</p>	<p>327</p>
<p>SSW3</p>	<p>Trend_Eje P_SSW3</p>	<p>SHmax_SSW3</p>	<p>334</p>



<p>CI1</p>	<p>Trend_Eje P_C11</p>	<p>SHmax_C11</p>	<p>126</p>
<p>CI2</p>	<p>Trend_Eje P_C12</p>	<p>SHmax_C12</p>	<p>329</p>
<p>CI3</p>	<p>Trend_Eje P_C13</p>	<p>SHmax_C13</p>	<p>96</p>

Anexo C. Detalles de resultados obtenidos en el software SSPX

Para el mejor ajuste de las velocidades GNSS. El Chi cuadrado para el ajuste por mínimos cuadrados es igual a 68.43 (errores de 1 sigma).

Tabla 12. Reporte de cálculos de deformación obtenido en SSPX.

Componentes	Valores obtenidos
Componentes cartesianas del vector de traslación	$[-3.244908e-01 \pm 2.366167e-02 \quad -1.783046e-02 \pm 2.154706e-02]$
Tensor de gradiente de desplazamiento en 2D	$\begin{bmatrix} 6.836880e-08 \pm 7.793065e-09 & 1.975944e-07 \pm 1.490819e-08 \\ 1.376161e-08 \pm 7.664168e-09 & 1.035863e-08 \pm 1.353119e-08 \end{bmatrix}$
Tensor de deformación lagrangiano en 2D	$\begin{bmatrix} 6.836880e-08 & 1.056780e-07 \\ 1.056780e-07 & 1.035865e-08 \end{bmatrix}$
Magnitud y orientación (tendencia y hundimiento) de las extensiones principales	emax: $1.489499e-07 \pm 2.092463e-08$ $52.67^\circ \pm 1.38^\circ$ 0.0° emin: $-7.022248e-08 \pm 3.996262e-10$ $322.67^\circ \pm 1.38^\circ$ 0.0°
Magnitud máxima de la deformación por cizallamiento	$2.191724e-07 \pm 2.052500e-08$ a $45.00 \pm 0.00^\circ$ del eje de máxima deformación principal
Deformación de volumen (dilatación; -ve = exceso de acortamiento)	$7.872742e-08 \pm 2.132425e-08$
Eje de rotación infinitesimal (sentido horario +ve)	Tendencia = 90.00° ; Descenso = 90.00° ; Magnitud = $5.266421e-06 \pm 2.075258e-07$

Anexo D. Cálculo de tensores de deformación a partir de mecanismos focales

El catálogo de la serie sísmica de abril-mayo de 2017 cuenta con 96 mecanismos focales de eventos con magnitud desde 1.7 a 5.1 Mw, para los cuales se obtuvo las componentes del tensor de momento sísmico y momento sísmico escalar con el software FMC (Álvarez-Gómez, 2019). Se realizaron dos cálculos, el primero con la ecuación original presentada por Kostrov (1974):

$$\varepsilon_{(q)ik} = \frac{1}{2\mu} \frac{\sum M_{oik}^x}{\Delta V \Delta t} \quad (30)$$

Donde μ es el módulo de corte, V es el volumen de corteza afectado por la sismicidad, T el tiempo de observación y $\sum M_{oik}$ la suma de las componentes del tensor momento de cada sismo.

La ecuación 30 presenta que el tensor medio de la tasa de deformación es igual a la suma de los tensores de los momentos sísmicos de todos los terremotos que se producen por unidad de tiempo en una unidad de volumen. En nuestro caso no dividimos entre el tiempo, ya que no buscamos ver la tasa de deformación, sino la deformación cosísmica. Para el segundo cálculo se utilizó las ecuaciones de Kiratzi y Papazachos (1995).

$$\varepsilon_{ij} = \frac{1}{2\mu V} \sum_{n=1}^N M_{ij} \{T\} = \frac{1}{2\mu V} \dot{M}_0 \bar{F}_{ij} \quad i, j = 1, 2, 3 \quad (31)$$

$$\bar{F}_{ij} = \frac{\sum_{n=1}^N M_0^n F_{ij}^n}{\sum_{n=1}^N M_0^n} \quad (32)$$

Donde \dot{M}_0 es el promedio del momento escalar en el tiempo T o momento sísmico anual, \bar{F}_{ij} es una función del buzamiento y la inclinación del mecanismo focal y se determina dividiendo todos los elementos del tensor de momento (M_{ij}^n) por el momento escalar M_0^n , V es el volumen deformado, T el tiempo de observación en años, μ es el módulo de cizalla asumido para el medio considerado y N es el número de sismos.

En nuestro calculamos la \dot{M}_0 a partir de la ecuación propuesta por Molnar (1979):

$$\dot{M}_0 = \frac{A}{1-B} \cdot M_{0,max}^{(1-B)} \quad (33)$$

Donde M_{0max} es el momento escalar del mayor terremoto observado de la región,

$$A = 10^{(a+\frac{bd}{c})} \text{ y } B = \frac{b}{c} \quad (34)$$

y A y B se calculan en base a las constantes a y b de la relación de Gutenberg-Richter, y c y d son las constantes de la relación de la magnitud momento del área de estudio.

$$\text{Log}M_o = cM + d \quad (35)$$

Para delimitar el volumen deformado se utilizó como referencia la distribución de la sismicidad tanto en largo, ancho como en profundidad (Figura 44). Donde l1 y l2 denotan la longitud y la anchura del volumen de deformación, respectivamente, y l3 denota la profundidad de la capa sismogénica.

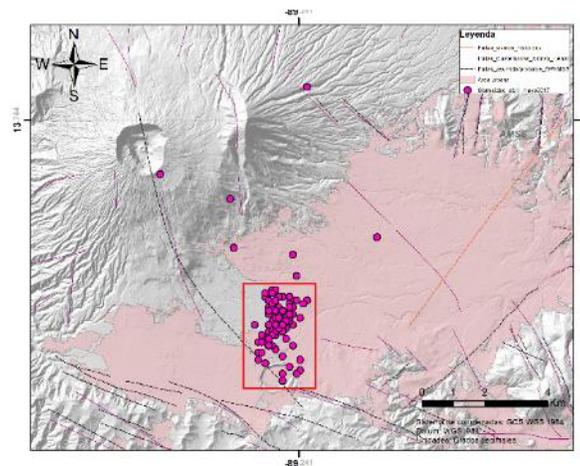


Figura 44. Delimitación del área utilizada para el cálculo de deformación a partir de mecanismos focales.

Tabla 13. Variables utilizadas en los cálculos.

Variable	Valor
μ	3.00E+11 dyn/cm ²
l1	310000 cm
l2	180000 cm
l3	700000 cm
V	3.90E+16 cm ³
$M_o_promedio$	9.20E+21 dyn-cm
M_o b de Legrand et al. (2020)	1.551E+23 dyn-cm
M_o Suma	8.83E+23 dyn-cm

Tabla 14. Sumatoria de componentes de tensor de momento sísmico

Sumatoria Mij	Mrr	Mtt	Mff	Mrt	Mrf	Mtf
	-7.85E+22	-5.29E+23	6.08E+23	1.39E+23	9.15E+22	-6.09E+23

El tensor de deformación obtenido con Kostrov (1974) es el siguiente:

$$\varepsilon_{ij} = \begin{bmatrix} -0.33 & 0.59 & 0.39 \\ 0.59 & -2.26 & -2.60 \\ 0.39 & -2.60 & 2.60 \end{bmatrix} * 10^{-6}/T \quad (36)$$

Empleando las ecuaciones de Kiratzi y Papazachos (1995), se obtuvo los tensores F_{ij} y ε_{ij} siguientes:

$$\bar{F}_{ij} = \begin{bmatrix} -0.05 & 0.08 & 0.05 \\ 0.08 & -0.34 & -0.39 \\ 0.05 & -0.39 & 0.39 \end{bmatrix} \quad (37)$$

$$\varepsilon_{ij} = \begin{bmatrix} -0.33 & 0.59 & 0.39 \\ 0.59 & -2.26 & -2.60 \\ 0.39 & -2.60 & 2.60 \end{bmatrix} * 10^{-6}/T \quad (38)$$

Los gradientes del tensor de velocidad se obtienen utilizando las relaciones de Kiratzi y Papazachos (1996), como sigue:

$$U_{ii} = \frac{1}{2\mu l_k l_j} \dot{M}_o \bar{F}_{ii} \quad i \neq k, k \neq j, j \neq i, i = 1, 2, 3 \quad (39)$$

Donde l_1 , l_2 y l_3 son las dimensiones del volumen a lo largo de las direcciones x, y, z, orientadas en un sistema de coordenadas cartesianas de tal manera que x está en la dirección norte, y hacia el este y z hacia el centro de la Tierra.

Tabla 15. Componentes del tensor gradiente de velocidad, t equivale a los dos meses de la serie

Componentes	Velocidad (mm/ t)
U11	-1.04
U12	2.14
U13	5.46
U22	-4.06
U23	-9.36
U33	18.14