



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

LICENCIATURA EN GEOCIENCIAS

ESCUELA NACIONAL DE ESTUDIOS SUPERIORES,
UNIDAD MORELIA

ANÁLISIS MULTIFRACTAL DE LA SISMICIDAD
REPORTADA DURANTE LOS ENJABRES SÍSMICOS
DE 2020 Y 2021 EN URUAPAN, MICHOACÁN

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

LICENCIADO EN GEOCIENCIAS

PRESENTA:

CRISTIAN ALBERTO JUÁREZ VALLE

DIRECTOR DE TESIS:

Dr. Ángel Gregorio Figueroa Soto

ESCUELA
NACIONAL
DE ESTUDIOS
SUPERIORES

UNIDAD MORELIA

MORELIA, MICHOACÁN

OCTUBRE 2023



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta 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 titular de los Derechos de Autor.



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

LICENCIATURA EN GEOCIENCIAS

ESCUELA NACIONAL DE ESTUDIOS SUPERIORES,
UNIDAD MORELIA

ANÁLISIS MULTIFRACTAL DE LA SISMICIDAD
REPORTADA DURANTE LOS ENJABRES SÍSMICOS
DE 2020 Y 2021 EN URUAPAN, MICHOACÁN

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

LICENCIADO EN GEOCIENCIAS

PRESENTA:

CRISTIAN ALBERTO JUÁREZ VALLE

DIRECTOR DE TESIS:

Dr. Ángel Gregorio Figueroa Soto

ESCUELA
NACIONAL
DE ESTUDIOS
SUPERIORES

UNIDAD MORELIA

MORELIA, MICHOACÁN

SEPTIEMBRE 2023



ESCUELA
NACIONAL
DE ESTUDIOS
SUPERIORES
UNIDAD MORELIA

10
años
(2011-2021)

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
ESCUELA NACIONAL DE ESTUDIOS SUPERIORES UNIDAD MORELIA
SECRETARÍA GENERAL
SERVICIOS ESCOLARES

MTRA. IVONNE RAMÍREZ WENCE

DIRECTORA

DIRECCIÓN GENERAL DE ADMINISTRACIÓN ESCOLAR

P R E S E N T E

Por medio de la presente me permito informar a usted que en la **sesión ordinaria 07** del **Comité Académico** de la **Licenciatura en Geociencias** de la Escuela Nacional de Estudios Superiores (ENES), Unidad Morelia, celebrada el día **24 de agosto de 2023**, se acordó poner a su consideración el siguiente jurado para la presentación del Trabajo Profesional del alumno **Cristian Alberto Juárez Valle** de la Licenciatura en **Geociencias**, con número de cuenta **419125925**, con el trabajo titulado: **"Análisis multifractal de la sismicidad reportada durante los enjambres sísmicos de 2020 y 2021 en Uruapan, Michoacán"**, bajo la dirección como tutor del **Dr. Ángel Gregorio Figueroa Soto**.

El jurado queda integrado de la siguiente manera:

Presidente:	Dra. María del Sol Hernández Bernal
Vocal:	Dr. Luis Manuel Villaseñor Cendejas
Secretario:	Dr. Ángel Gregorio Figueroa Soto
Suplente:	Dra. Ana Teresa Mendoza Rosas
Suplente:	Dra. Martha Gabriela Gómez Vasconcelos

Sin otro particular, quedo de usted.

Atentamente
"POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU"
Morelia, Michoacán a 20 de septiembre de 2023.

DRA. YUNUEN TAPIA TORRES
SECRETARIA GENERAL

CAMPUS MORELIA

Antigua Carretera a Pátzcuaro N° 8701, Col. Ex Hacienda de San José de la Huerta
58190, Morelia, Michoacán, México. Tel: (443)689.3500 y (55)5623.7300, Extensión Red UNAM: 80614
www.enesmorelia.unam.mx

Agradecimientos institucionales

Agradezco a cada uno de los mexicanos que hacen posible la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), y en particular la Escuela Nacional de Estudios Superiores (ENES), Unidad Morelia. Escuela donde tuve la oportunidad de forjar mis estudios y parte de mi crecimiento personal. Un agradecimiento muy sincero a los profesores de la licenciatura en Geociencias de los que he aprendí mucho durante estos años.

Agradezco al Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra (INICIT) de la Universidad Michoacana de San Nicolás De Hidalgo (UMSNH) y al Servicio Sismológico Nacional (SSN) por los datos brindados para la conformación del catálogo sísmico. El catálogo de sismos del Servicio Sismológico Nacional (México) es posible gracias a todo su personal y producto de los cálculos realizados por su área de *análisis e interpretación de datos sísmicos*.

Finalmente, gracias a los miembros del jurado revisor: Dra. Ana Teresa Mendoza Rosas, Dra. Martha Gabriela Gómez Vasconcelos, Dra. María del Sol Hernández Bernal, Dr. Luis Manuel Villaseñor Cendejas y Dr. Ángel Figueroa Soto, por la revisión al presente trabajo con el fin de mejorarlo.

Agradecimientos personales

*Gracias **Dr. Ángel** por dirigir esta tesis y ser mi guía durante estos meses. Gracias por su confianza y por su constante apoyo e invaluable consejos.*

*Gracias papás, **Roció Valle** y **Neftalí Juárez**, por su apoyo incondicional durante mis estudios y, sobre todo en los últimos meses en los que estuve desarrollando este trabajo de tesis. Gracias a ustedes esta tesis es una realidad.*

*Gracias a ti hermano, **Brayan**, por siempre escucharme, ayudarme y estar a mi lado para crecer y divertirnos juntos.*

*Gracias a mi perrito **Cachi** que ha estado a mi lado para brindarme su amor perruno y por los paseos que juntos hemos damos.*

*Gracias a ustedes **amigos y compañeros** por los momentos memorables que pasamos, por sus consejos y por su apoyo.*

*Gracias a todos mis profesores y en especial aquellos que siempre me brindaron un poco más de su invaluable tiempo y me inculcaron el trabajar duro por cumplir los sueños a los que aspiro. **Sol, Samira, Eduardo, Natalia, Luis**, a ustedes, gracias.*

RESUMEN	1
ABSTRACT	2
1. INTRODUCCIÓN	3
1.1. Problemática	7
1.2. Justificación	8
1.3. Hipótesis	8
1.4. Objetivo general	9
1.5. Objetivos específicos	9
2. MARCO TEÓRICO	10
2.1. Conceptos básicos en sismología	10
2.1.1. Escalas de magnitud	13
2.1.2. Sismología estadística	16
2.2. Sismicidad histórica en la zona de estudio	17
2.3. Morfología y tectónica de la zona de estudio	25
2.4. Mecanismos focales	28

2.5. Geometría fractal en las Geociencias	31
2.6. Exponente de Hurst y su relación fractal	34
2.7. Ley de Gutenberg-Richter	36
3. METODOLOGÍA	38
3.1. Construcción de la base de datos y análisis estadístico	38
3.2. Construcción y análisis temporal de la serie de tiempo interevento	45
3.3. Análisis temporal y multifractal de la serie de tiempo interevento con geometría fractal	49
3.4. Relocalización y obtención de mecanismos focales por primeras polaridades para sismos de magnitud $M_c \geq 4$	54
4. RESULTADOS	59
4.1. Calibración de la metodología fractal para el análisis de la serie de tiempo interevento	59
4.2. Exponente de Hölder: caracterización temporal de los enjambres sísmicos	64
4.3. Análisis de los mecanismos focales de los sismos $M_c \geq 4.0$	66
5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES	68
5.1. Discusión y Conclusiones	68
5.2. Recomendaciones	72
Referencias	73

Índice de figuras

2.1. Deformación y movimiento de partícula asociado al paso de las ondas P (a) y S (b). Tomado de Kearey et al., 2002.	11
2.2. Deformación y movimiento de partícula asociado al paso de las ondas Rayleigh (a) y Love (b). Tomado de Kearey et al., 2002.	12
2.3. Interacción de las placas tectónicas en territorio mexicano. Tomado de Servicio Sismológico Nacional (2020).	18
2.4. Se observa el número de sismos que probablemente ocurrieron cerca del volcán Parícutin durante el periodo de 1943 a 1952. La flecha hacia arriba indica el inicio de la actividad del volcán Parícutin y la flecha hacia abajo el fin de la actividad. Tomado de Yokoyama et al., (1990).	19
2.5. Mapa topográfico con las estaciones sismológicas (triángulos) y sismicidad (puntos). Los círculos muestran el ángulo de polarización medido para la onda S en dos estaciones (TAPI y Parícutin). Tomado de Pacheco et al., (1999).	21

2.6. Histograma del número de sismos registrados durante los meses de mayo (May) a julio (Jul) del enjambre de 2006. Esta forma del histograma es representativa de enjambres sísmicos volcánicos observados alrededor del mundo. Modificado de Gardine et al., (2011).	22
2.7. Modelo conceptual del dique en propagación respecto al tiempo por etapas (arriba) y migración de los hipocentros de los sismos respecto al tiempo (abajo), el eje y de la primera figura señala la profundidad en km. Modificado de Gardine et al., (2011).	23
2.8. Mapa tectónico. MAT, Fosa Mesoamericana; MT, Triángulo Michoacáno (cuadrado); TMVB, Cinturón Volcánico Transmexicano (zona sombreada). Zona de falla Chapala-Oaxaca (CO-FZ), Zona de falla Tula-Chapala (TC-FZ), Zona de falla Tepic-Zacoalco (TZ-FZ), Falla de Colima (CR). Los triángulos representan volcanes y las flechas vectores de velocidad de convergencia. Tomado de Pacheco et al., (1999).	26
2.9. Se presenta el mapa morfotectónico de la región volcánica Parícutin-Tancítaro, así como los tres dominios principales y los sistemas de fallas presentes. C: Cotija; BT: Buenavista de Tomatlán; Tp: Tepalcatepec; LR: Los Reyes; Tn: Tangancícuaro; U: Uruapan; NI: Nueva Italia; LH: La Huacana. Volcanes: T: Tancítaro; P: Parícutin; M: Metate; J: Jorullo. Tomado de Gómez-Calderón et al., (2021).	27
2.10. El vector de desplazamiento, \hat{d} , describe como se desplaza el bloque de techo en relación al bloque de piso. El eje x_1 esta orientado a lo largo de la traza de la falla. El ángulo de deslizamiento, λ , es medido entre el eje x_1 y el vector \hat{d} . Por último, el rumbo, ϕ , es el rumbo de la falla y se mide en dirección de las manecillas del reloj a partir del norte geográfico. Modificado de Stein y Wysession (2009).	28

2.11. Tipos de fallas más comunes y el valor de su ángulo de deslizamiento (λ). Tomado de Stein y Wysession (2009).	29
2.12. Primeros arribos de onda “P”, registrados en 4 estaciones sismológicas. Los arribos de compresión (“Up”) son registrados como crestas y los arribos de dilatación (“Down”) como valles en los sismogramas. Modificado de Stein y Wysession (2009).	30
2.13. La curva fractal de Koch tiene un dimensión fractal, $D = 1.89$. Aunque parece cubrir un área, esta no es cubierta por completo. Tomado de Paramathan et al., (2010).	32
2.14. El Mezquite es utilizado para representar la estructura ramificada de la información requerida por la Metrología Fractal. Tomado de Torres-Argüelles et al., (2010).	33
3.1. Distribución de las magnitudes del catálogo sísmico transformadas a escala de ondas superficiales M_s . La mayor frecuencia de eventos están asociados a magnitudes $2 \leq M_s \leq 2.5$	39
3.2. Distribución epicentral de la sismicidad de Uruapan. Los círculos morados corresponde a magnitudes $1 < M_s < 2$; los naranjas $2 < M_s < 3$; y los blancos $3 < M_s < 4$	41
3.3. Modelo digital de elevación 3D con la distribución de los hipocentros de los enjambres sísmicos. Los colores de las esferas indican profundidades: <i>azules</i> $< 10km$; <i>10 < naranjas < 20km</i> ; <i>20km < blancas < 30km</i> ; <i>30km < rojas < 40km</i>	42
3.4. Histograma de la distribución de las profundidades de los sismos.	42

3.5. Análisis de la relación Gutenberg-Richter para el catálogo construido. Se muestra un alto valor $b = 2.08$; una magnitud de completitud $M_c = 2.2$; valor $a = 8.23$ y un valor anual $a = 6.48$. Los triángulos color gris corresponden al número discreto de eventos para cada valor de magnitud y los recuadros corresponden al número acumulado de eventos. La línea roja representa la mejor recta que se ajusta a los datos.	44
3.6. Evolución temporal del valor b para los enjambres sísmicos ocurridos. . . .	45
3.7. Estaciones sismológicas operadas por la UMSNH, SSN, CGEO, CENAPRED y RESCO que registraron los sismos $M_c \geq 4.0$	55
3.8. Estaciones más cercanas a los epicentros de los sismos $M_c \geq 4$. URUA, estación sismológica de Uruapan; UMO5 estación del INICIT; RF4343 y R53E8 estaciones raspberry shape.	56
3.9. Arribos de onda “ P ” registrados en dos estaciones diferentes para el sismo ocurrido el día 19 de febrero. El arribo a la estación RF434 se aprecia que corresponde a una dilatación (“Down”), mientras que en la estación R53E8 es de compresión (“UP”).	58
4.1. Logaritmo del tiempo interevento para la sismicidad de fondo y los enjambres sísmicos de enero-marzo de 2020 y mayo-septiembre 2021 (línea continua azul). Las líneas verticales en rojo indican los sismos de magnitud $M_s \geq 3.0$ registrados en el catálogo.	60

4.2.	Serie interevento con la identificación de los sismos $M_c \geq 4.0$ y su respectivo mecanismo focal. El valor señalado en la parte superior corresponde a la profundidad del evento. El sismo del día 11 podría deberse una falla oblicua principalmente normal definida por rumbo de 334° y un ángulo de deslizamiento de -89° . Para el día 12 su mecanismo focal esta asociado a un falla miento normal con rumbo de 180° . El sismo del día 14 esta asociado con una falla normal con rumbo de 283° . El evento del día 19 esta asociado a una falla normal con rumbo de 300°	61
4.3.	Análisis de rango reescalado (R/S) de la serie temporal completa. Los resultados de la técnica brindaron un exponente de Hurst $H = 0.102$, $D = 1.898$ y $SD = 0.0133$	62
4.4.	Evolución temporal del exponente de Hurst. Las líneas verticales rojas indican los sismos de magnitud $M_s \geq 3.0$ y la línea horizontal naranja indica un valor de $H = 0.5$	63
4.5.	Evolución temporal del exponente de Hölder y sismicidad del catálogo. Se puede apreciar la correlación entre la influencia de los enjambres sísmicos sobre el exponente de Hölder. Las líneas punteadas señalan los sismos $M_s \geq 3.0$	64
4.6.	Espectro multifractal de la serie de tiempo interevento graficada en la figura 4.6.	65
4.7.	Mapa donde se muestran los epicentros y mecanismos focales para los 4 eventos $M_c \geq 4.0$. La línea punteada blanca corresponde a la falla San Juanico-Buenavista. C: Cotija; BT: Buenavista de Tomatlán; Tp: Tepalcatpec; LR: Los Reyes; Tn: Tangancícuaro; U: Uruapan; NI: Nueva Italia; LH: La Huacana. Volcanes: T: Tancítaro; P: Parícutin; M: Metate; J: Jorullo. Modificado de Gómez-Calderón et al., (2021).	67

RESUMEN

El monitoreo de los enjambres sísmicos, sobre todo en zonas volcánicas activas, debe realizarse de forma permanente como una medida de prevención ante una posible erupción volcánica. Para ello, han sido desarrolladas diversas metodologías estadísticas y sísmológicas que permiten caracterizar y alertar ante un cambio en el comportamiento de un enjambre sísmico bajo estudio. El objetivo de este trabajo de tesis fue estudiar los enjambres sísmicos ocurridos en Uruapan, Michoacán, entre enero-marzo de 2020 (para el primer enjambre) y mayo-septiembre de 2021 (para el segundo enjambre). En este análisis se emplearon herramientas estadísticas (particularmente de la geometría fractal) para determinar el comportamiento temporal de la serie de tiempo interevento. Con el fin de analizar de manera detallada la secuencia de sismos ocurridos, primeramente se organizó un catálogo sísmico con un total de 4939 sismos que abarcaron el período de enero de 2020 a septiembre de 2022. A partir de este catálogo, se determinó una magnitud de completitud $M_c = 2.2$ y un alto valor $b = 2.08$ (característico en zonas volcánicas).

El análisis de la serie de tiempo interevento de los eventos reveló la presencia de dos enjambres sísmicos en el catálogo. Mientras que con el análisis de rango/reescalado, R/S, se determinó un exponente de Hurst, $H=0.102$, y una dimensión fractal, $D=1.898$. El valor H obtenido para toda la serie indica que se trata de un fenómeno *antipersistente* con periodos *persistentes* durante la ocurrencia de cada enjambre. Por otra parte, con el algoritmo MF-DFA se evaluó la multifractalidad de la serie. Con este análisis se determinó un aumento en la amplitud y el ancho fractal de las curvas presentes en el espectro multifractal. Finalmente, se calcularon los mecanismos focales de 4 sismos $M_c \geq 4.0$ y se obtuvieron las relocalizaciones hipocentrales con errores $< 10\%$. Por otra parte, la distribución epicentral indica que los sismos siguieron dos direcciones preferenciales: NE-SO y NO-SE; direcciones que coinciden con las obtenidas para otros enjambres ocurridos anteriormente en la región.

ABSTRACT

Monitoring seismic swarms, especially in active volcanic areas, should be carried out on a permanent basis as a preventive measure in the event of a possible volcanic eruption. For this purpose, several statistical and seismological methodologies have been developed to characterise and warn of a change in the behaviour of the seismic swarm under study. This thesis work aimed to study the seismic swarms that occurred in Uruapan, Michoacán, from 2020 to 2022. This analysis used statistical tools (particularly fractal geometry) to study the spatiotemporal behaviour of the inter-event time series. In order to analyse in a detailed way the sequence of earthquakes that occurred, a seismic catalogue was first built with a total of 4939 earthquakes. From this catalogue, a magnitude of completeness $M_c = 2.2$ and a high value $b = 2.08$ (characteristic of volcanic zones) were determined.

The inter-event time series of the events revealed the presence of two seismic swarms present in the catalogue. The series' rescaled range analysis, R/S, determined the Hurst exponent, $H=0.102$, and the fractal dimension, $D=1.898$. The value H obtained for the whole series indicates an antipersistent series with persistent periods during a swarm. The MF-DFA algorithm, with which the multifractality of the swarm was evaluated, determined the growth of the amplitude and fractal width of the two curves present in the multifractal spectrum. Finally, the location and focal mechanisms of 4 earthquakes with $M_c \geq 4.0$ were recalculated with *errors* $< 10\%$. The epicentral distribution of the events showed two preferential directions: NE-SW and NW-SE; directions that coincide with those obtained for other seismic swarms that have occurred in the last decades.

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

La sismicidad causada por un enjambre sísmico en la mayoría de los casos no representa un riesgo amenazante para la sociedad. Sin embargo, monitorear y estudiar este tipo de eventos es indispensable para comprender su origen y minimizar el impacto que pudiese tener para la población. Un ejemplo de este tipo de riesgos fue la ocurrencia del enjambre sísmico ocurrido en el Pueblo de San Juan Nuevo de Parangaricutiro, antes del surgimiento del volcán Parícutin, en el año de 1943. Este enjambre se conformó por alrededor de 21 sismos con magnitud de ondas superficiales $3.2 \leq Ms \leq 4.5$, que duraron por varios días hasta el surgimiento del volcán Parícutin el 26 de febrero de 1943. Y aunque no hubo pérdidas humanas el pueblo de San Juan Nuevo Parangaricutiro quedó sepultado por la lava del volcán. La ocurrencia de este tipo de eventos pone en duda lo preparada que se encuentra la sociedad en caso de que en la actualidad se repitiera un evento similar al de 1943; de ser el caso el día de hoy los daños económicos y sociales serían mayores debido al crecimiento y expansión de la población.

La generación de numerosos enjambres sísmicos en una zona vulcanotectónica activa tiene dos dinámicas de origen principalmente:

1) *Dinámica tectónica*, cuando los sistemas de fallas locales son los generadores de los sismos (Pardo y Suárez, 1995; Pacheco et al., 1999); 2) *Dinámica volcánica*, cuando el origen de la actividad es generada por la migración de magma de manera horizontal o vertical (Gardine et al., 2011; Pinzón et al., 2017). Además, es posible la generación de una tercera dinámica, denominada *vulcanotectónica* (resultante de la combinación de los dos procesos mencionados) originada por la migración de los fluidos que tienden a reactivar los sistemas de fracturamiento locales (Roman y Cashman, 2006; White y McCausland, 2016).

La existencia de distintas fuentes de sismicidad es un problema al momento de determinar la fuente sísmica de los eventos. Por ello, es necesario aplicar distintas técnicas estadísticas que permitan diferenciar la fuente originadora de la sismicidad. Algunas de las técnicas estadísticas más eficientes es el análisis de *valor b* (de la relación Gutenberg-Richter), que permite inferir el origen de la actividad a partir del valor obtenido. Por ejemplo, se ha documentado que valores altos de b (generalmente $b \geq 1.5$) están asociados a zonas de actividad volcánica (Wyss et al., 1997, 2001), donde la resistencia a grandes esfuerzos es mínima. Mientras que valores bajos de b ($b \leq 1.5$) se relacionan con una actividad tectónica (Gardine et al., 2011), donde los esfuerzos soportados son mayores (como en la zonas de subducción).

Por otra parte, la geometría fractal permite estudiar con detalle un enjambre sísmico. Tal es el caso de la construcción y análisis de la serie de tiempo interevento que permite caracterizar el comportamiento temporal de una secuencia sísmica. Además, el análisis de la serie interevento por medio del exponente de escalamiento de *Hurst*, H , permite clasificar el fenómeno en términos de si se trata de una serie *persistente*, $H > 0.5$, *antipersistente*, $H < 0.5$, o aleatoria cuando $H = 0.5$ (Kale y Butar, 2005).

Es necesario aplicar un análisis multifractal cuando se trata de series temporales no estacionarias (como las registradas en las secuencias de enjambres sísmicos en Italia y Nueva Zelanda (Telesca et al., 2005; Monterrubio-Velasco et al., 2020)) en las que se emplean dos exponentes de escalamiento (el exponente de Hurst, H , y el exponente de Hölder, α). En este sentido, el análisis multifractal permite caracterizar con mayor detalle una serie de tiempo que es sumamente irregular y que no es posible analizar de manera completa mediante un análisis monofractal (Kantelhardt et al., 2002; Kale y Butar, 2005).

La variación temporal de los exponentes de Hurst y Hölder de una secuencia sísmica, permite caracterizar y determinar las variaciones espacio-temporales y evidenciar la existencia de una posible dinámica ajena a la sismicidad normal que pudiese generar cambios en los sistemas de esfuerzos normales presentes en la zona (como un enjambre sísmico o un sismo de gran magnitud). En relación con esto, si los cambios en la evolución de los parámetros multifractales ocurren muy cercanos a la ocurrencia de un sismo de considerable magnitud, podrían asumirse como posibles señales de alertamiento temprano ante la ocurrencia de grandes eventos o el inicio de un enjambre sísmico.

El análisis de los exponentes de escalamiento, Hurst (H) y Hölder (α), permite determinar con precisión la correlación entre las fluctuaciones en los parámetros fractales y los posibles agentes externos que las produjeron, como un enjambre sísmico o un sismo de gran magnitud (Monterrubio-Velasco et al., 2020). Por lo que los análisis de la estructura multifractal en secuencias de actividad sísmica son una línea de investigación con gran potencial para la predicción de enjambres sísmicos o sismos de gran magnitud.

Por otro lado, el determinar los mecanismos focales de los sismos más importantes de una secuencia sísmica permite interpretar el origen de los eventos sísmicos y obtener una correlación con los sistemas de fallamiento existentes en la zona de estudio como posibles fuentes del origen de los eventos.

En este trabajo de tesis se presenta un análisis sismológico-estadístico de los enjambres sísmicos ocurridos en Uruapan, Michoacán entre enero de 2020 y septiembre de 2022. Para realizar este análisis se utilizaron herramientas de la geometría fractal (en particular el análisis mono y multifractal) con el objetivo de estudiar las variaciones de los exponentes de escalamiento, Hurst, H , y Hölder, α , presentes en la serie temporal. También se obtuvo el valor b del catálogo sísmico y su magnitud de completitud. En cuanto a los patrones de sismicidad, se analizó la distribución epicentral de los sismos y se correlacionó con las distribuciones de otros enjambres sísmicos ocurridos en la zona. Finalmente, se obtuvieron los mecanismos focales para los eventos de magnitud $M_c \geq 4.0$

1.1. Problemática

En años recientes se ha registrado un incremento en la sismicidad en Uruapan, Michoacán, originada por la ocurrencia de enjambres sísmicos productos de la reactivación de los sistemas de fallas locales o por la migración de fluidos de origen volcánico a través de las fracturas existentes (Gómez-Calderón et al., 2021).

Estos enjambres sísmicos representan un riesgo para la sociedad, sobre todo ante la alta probabilidad de surgimiento de un nuevo volcán en la zona (como ocurrió con el nacimiento del Parícutin en 1943 (Pacheco et al., 1999)). Así mismo, en diferentes regiones del mundo se ha documentado que los enjambres sísmicos son un indicador ante el surgimiento de un nuevo volcán. Por lo que monitorear este tipo de actividad funcionaría para alertar a las autoridades y la sociedad ante el posible surgimiento de una nueva estructura volcánica (Garza-Girón et al., 2023).

Para realizar un análisis acerca del comportamiento de este tipo de sismicidad, el análisis multifractal (Bak et al., 2002) ha sido una herramienta ampliamente utilizada para estudiar la series de tiempo interevento de diferentes enjambres. Tal es el caso del enjambre estudiado en Italia (Telesca et al., 2005) o Nueva Zelanda (Monterrubio-Velasco et al., 2020). Por su parte, la sismología estadística (Vere-Jones, 2006; Figueroa-Soto, 2014) provee los análisis necesarios para identificar el origen de la actividad sísmica y conocer si se trata de eventos de origen tectónico o volcánico.

1.2. Justificación

Este trabajo de tesis presenta un análisis sismológico y estadístico de los enjambres sísmicos ocurridos entre enero-marzo de 2020 y mayo-septiembre 2021 en Uruapan, Michoacán. Este análisis fue posible debido al aumento en la infraestructura sismológica de la zona. Ya que en los últimos años ha crecido la recopilación de datos sismológicos durante la ocurrencia de los últimos dos enjambres. Lo cual ha permitido obtener series de tiempo interevento, en una ventana de tiempo mayor, que son posibles de analizar mediante algoritmos más complejos, como el análisis multifractal y el análisis de valor b .

1.3. Hipótesis

La sismología estadística y la geometría fractal aportan las herramientas y metodologías necesarias para la caracterización y análisis de un enjambre sísmico, debido a que permiten conocer el momento en que ocurre un cambio en la serie de tiempo interevento y en las variaciones de los exponentes de escalamiento, ya sea por la ocurrencia de un enjambre sísmico o un sismo de gran magnitud.

1.4. Objetivo general

El objetivo general de este trabajo consiste en estudiar el comportamiento espacio-temporal de dos enjambres sísmicos ocurridos en los alrededores del volcán Parícutin, entre enero-marzo de 2020 y mayo-septiembre de 2021, por medio de técnicas matemáticas, sismo-estadísticas y la geometría fractal.

1.5. Objetivos específicos

- Construir y analizar la serie de tiempo interevento de los enjambres sísmico ocurridos entre enero de 2020 y septiembre de 2022 a través de los exponentes de Hurst (H) y Hölder (α).
- Determinar el cambio en los regímenes de esfuerzos asociados a las diferentes dinámicas presentes durante la ocurrencia de los enjambres sísmicos.
- Identificar la solución de los mecanismos focales para los sismos $M_c \geq 4.0$ ocurridos y correlacionar los patrones de sismicidad observados con los anteriores descritos en la literatura.

CAPÍTULO 2

MARCO TEÓRICO

2.1. Conceptos básicos en sismología

La *sismología* es la ciencia que permite estudiar la propagación de las ondas sísmicas a través del interior de la Tierra. También se encarga de analizar la generación de las ondas sísmicas para comprender los terremotos. El desarrollo de la sismología permitió confirmar la teoría de la tectónica de placas, y sus aplicaciones han alcanzado el campo de la ingeniería donde se ha utilizado con fines de exploración de yacimientos petroleros y zonificación sísmica del terreno (Stein y Wysession, 2009).

Los sismos se producen por el rápido deslizamiento de una falla. Además, cuando la fuerza de fricción producida en los bordes convergentes entre dos placas tectónicas es superada, se produce un terremoto que libera energía en forma de ondas. Al ocurrir un sismo se producen dos tipos de ondas elásticas: *ondas de cuerpo* y *ondas superficiales*. Las ondas de cuerpo tienen una trayectoria de propagación por el interior de la Tierra y se clasifican en:

Ondas primarias (P), son ondas longitudinales o compresionales, lo cual significa que las partículas del medio son comprimidas y dilatadas en la dirección de la propagación las ondas (figura 2.1 a); como lo hace una onda de sonido).

Ondas secundarias (S), también conocidas como ondas transversales, en este caso el movimiento de la partícula es perpendicular (figura 2.1 b) a la dirección de propagación de las onda. Su velocidad es de aproximadamente 3.5 km/s lo cual es la mitad de la velocidad de las ondas P y debido a ello, estas ondas aparecen en los registros tiempo después de las ondas primarias.

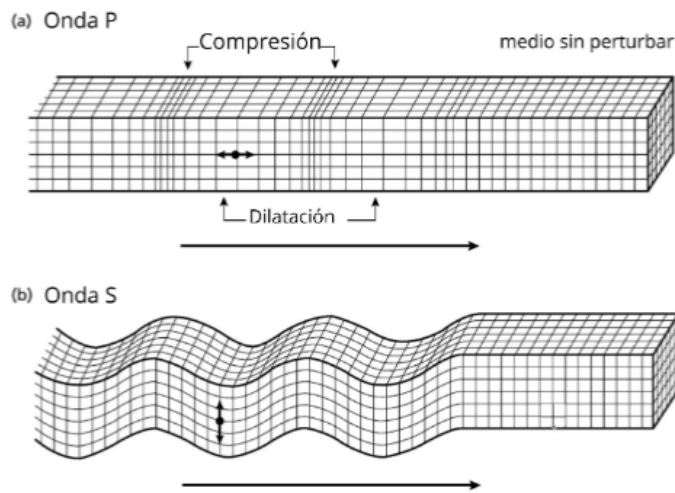


Figura 2.1: Deformación y movimiento de partícula asociado al paso de las ondas P (a) y S (b). Tomado de Kearey et al., 2002.

Las ondas superficiales, en cambio, se confinan en la corteza de la Tierra debido al contraste entre las propiedades elásticas del medio, y de acuerdo a sus características se clasifican en: *ondas Rayleigh (R)* y *ondas Love (L)*.

En las *ondas Rayleigh* el movimiento de las partículas es en sentido elíptico y en dirección contraria a la dirección de propagación de la onda. Por otra parte, en las *ondas Love* el movimiento de las partículas es perpendicular a la dirección de propagación de las ondas (figura 3), pero paralelo a la superficie (Kearey et al., 2002).

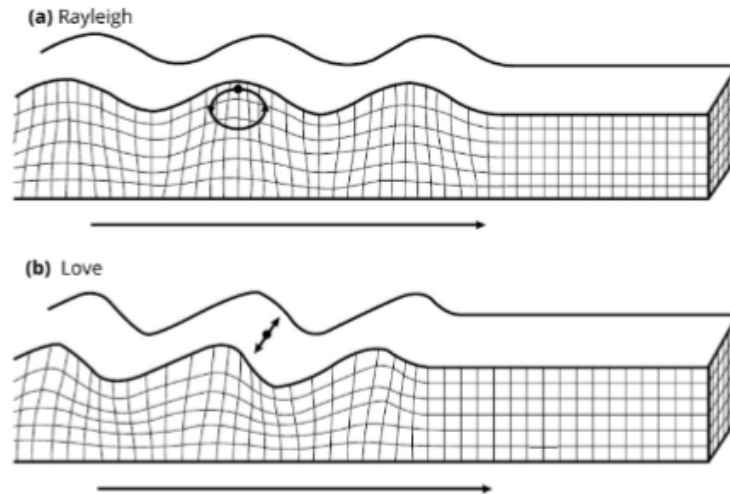


Figura 2.2: Deformación y movimiento de partícula asociado al paso de las ondas Rayleigh (a) y Love (b). Tomado de Kearey et al., 2002.

Un *enjambre sísmico* puede definirse como un gran número de sismos con magnitudes similares que ocurren cercano uno del otro en espacio y tiempo, como ocurre con la actividad de réplicas, pero sin la presencia de un evento principal (de gran magnitud en la secuencia) (Mogi, 1963; Kundu et al., 2012; Figueroa-Soto, 2014). Las causas principales de la mayoría de los enjambres sísmicos son los cambios en el régimen de esfuerzos y el debilitamiento de la frágil corteza debido al flujo de fluidos como consecuencia de intrusiones magmáticas o fallas tectónicas que provocan un incremento en el número de la productividad sísmica (Kundu et al., 2012).

2.1.1. Escalas de magnitud

La *magnitud* de un sismo es una medida logarítmica que representa la fuerza de la fuente sísmica basada en datos grabados por múltiples estaciones. La primera escala de magnitud fue propuesta por Charles F. Richter, llamada escala local o escala de Richter en 1953 (Gutenberg y Richter, 1955). Gracias a los avances en instrumentación y teoría sísmica han sido introducidas otros tipos de escalas que miden diferentes propiedades de las ondas sísmicas y que cada una es adecuada para diferentes tamaños de los sismos y distintos rangos de distancias epicentrales.

Los sismos pueden ser cuantificados con respecto a varios parámetros físicos como la longitud de la falla, el área de falla, el desplazamiento de la falla, la cantidad de energía irradiada o una combinación de parámetros. Por lo que cada escala de magnitud es adecuada dependiendo de las características de la región y del sismo.

Escala de magnitud de ondas superficiales M_s

La **magnitud de ondas superficiales**, M_s , utiliza la máxima amplitud de las ondas superficiales con un periodo de 20 segundos (Gutenberg, 1945b). La fórmula para determinar la magnitud con este criterio es:

$$M_s = \log A_{20} + 1.66 \log \Delta + 2.0 \quad (2.1)$$

donde A es la amplitud del suelo en μm y Δ es la distancia a la estación en grados.

Escala de magnitud local M_L

La magnitud local M_L se definió inicialmente utilizando las amplitudes de terremotos locales registrados en sismómetros Wood Anderson (Scordilis, 2006):

$$M_L = \log A - \log A_0 + S \quad (2.2)$$

Donde A es la amplitud pico en milímetros medida en la componente horizontal y $-\log A_0$ y S son términos de corrección de distancia y estación determinados empíricamente. La escala de magnitud local es apropiada para temblores que estén a distancias no mayores de 600 km de una estación dada.

Escala de magnitud de ondas de cuerpo mb

La **magnitud de ondas de cuerpo mb** es aplicable a sismos profundos. En esta escala se utiliza la amplitud y el periodo de las ondas de cuerpo P; usualmente el periodo se encuentra en el rango de 0.5 a 12 segundos (Gutenberg, 1945a).

$$mb = \log \frac{A}{T} + Q(h, \Delta), \quad (2.3)$$

con A igual a la amplitud del movimiento del suelo en micras, T es el periodo de las ondas en segundos (0.1 - 3.0) y $Q(h, \Delta)$ es una función de calibración.

Escala de magnitud de Coda M_c

Esta magnitud se obtiene a partir de la duración del registro sísmico. El método esta basado en la relación logarítmica lineal entre la duración de la coda y la magnitud:

$$M_c = a * \log_{10}(t_{coda}) + b * R + c, \quad (2.4)$$

donde R es la distancia hipocentral en km; a , b y c son parámetros que deben ser calibrados localmente y t_{coda} es el intervalo de tiempo entre la llegada de la onda P y el

final de la señal de coda, definida aquí como el momento en el que el nivel de amplitud tras después de la llegada de la onda S coincide con el nivel de ruido antes de la llegada de la onda P.

Escala de magnitud de Momento M_w

Por último, la magnitud M_w se determina a partir del momento sísmico, que es una cantidad proporcional al área de ruptura y se define como (Scordilis, 2006):

$$M_w = \log \frac{(M_0)}{1.5} - 10.73 \quad (2.5)$$

donde M_0 es el momento sísmico, y da una representación más precisa del tamaño del terremoto, ya que toma en cuenta el desplazamiento en el área de ruptura.

2.1.2. Sismología estadística

La sismología es una ciencia relativamente joven, por lo que no es de sorprender que una de sus ramas, *la sismología estadística*, no tenga ni 60 años desde que comenzaron las primeras investigaciones en esta área (Vere-Jones, 2006). En la última década estas investigaciones han tenido un enorme auge debido al potencial que ofrece el cómputo científico para procesar una cantidad de datos sísmicos cada vez mayor.

Vere-Jones (2006); Mendoza-Ponce (2012); Figueroa-Soto (2014) plantean que el interés de la sismología estadística consiste en describir, analizar y pronosticar (determinar la probabilidad de que un sismo de cierta magnitud ocurra en una ventana de tiempo y espacio limitada) la ocurrencia espacio-temporal de un sismo por medio de modelos estocásticos.

Un *modelo estocástico*, o modelo estadístico, es aquel donde existe la presencia de elementos aleatorios cuyo comportamiento no puede ser modelado completamente, pero se puede realizar una buena aproximación a tales elementos en términos de probabilidad (Vere-Jones, 2010). Por esta razón, los modelos estadísticos proveen una metodología conveniente para modelar cualquier fenómeno físico en el que existe la presencia de variables aleatorias que cambian respecto al tiempo, como es el caso de los *enjambres sísmicos*.

Los modelos estocásticos ofrecen una amplia gama de ventajas para el estudio del fenómeno sísmico porque permiten analizar patrones en los datos de una manera eficiente (Vere-Jones, 2010). Además, este tipo de modelos parten de la premisa que existen elementos físicos que no pueden ser replicados perfectamente, por lo que son reemplazados por variables aleatorias en el sistema. Este hecho permite generar modelos con mayor detalle de los fenómenos físicos que ocurren en la naturaleza, en particular el fenómeno sísmico. Estas características propician que los modelos estocásticos sean modelos base en la toma de decisiones, planeación y pronóstico para diversas situaciones de emergencia.

2.2. Sismicidad histórica en la zona de estudio

El municipio de Uruapan, Michoacán, se encuentra situado sobre una porción del campo volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG); campo volcánico que debe su origen al margen convergente formado por las placas de Cocos, Rivera y la placa de Norteamérica (ver figura 2.3). La interacción de estas tres placas desencadenó una tectónica compleja que genera numerosos terremotos frecuentemente; así como el nacimiento de múltiples volcanes de tipo monogenético donde la migración del magma hacia la superficie o el desarrollo de las cámaras magmáticas producen actividad sísmica en una escala local (Pacheco et al., 1999; Magaña-Ortega, 2019).

El área circundante al municipio de Uruapan está catalogada como una zona sísmicamente activa (IMPLAN, 2019) y el origen de la actividad sísmica en la región puede tener distintas fuentes: **origen volcánico**, cuando el magma hace uso de las fracturas y fallas locales para llegar a la superficie; **origen tectónico**, debido a los esfuerzos de compresión entre las estructuras tectónicas que tienden a reactivar los sistemas de fallas; y **origen vulcano-tectónico**, cuando la actividad sísmica se genera por la reactivación de los sistemas de fallas existentes como consecuencia del ascenso del magma hacia la superficie.

En la zona de los volcanes Parícutin-Tancítaro se han registrado numerosos enjambres sísmicos en los últimos años. Los eventos están asociados principalmente a los regímenes de esfuerzos existentes: donde la subducción de la placa de Cocos por debajo de la placa Norteamericana, la interacción de los bloques Michoacán-Guanajuato y el complejo sistema de fallas activo de la zona proporcionan las condiciones ideales para que el área sea una zona sísmica y volcánicamente activa.

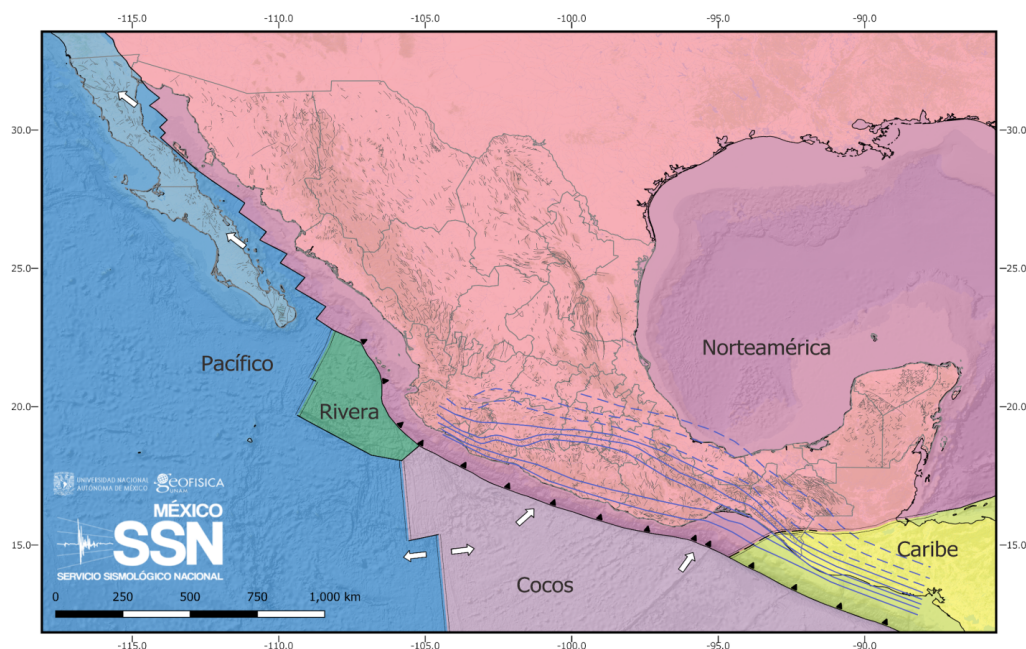


Figura 2.3: Interacción de las placas tectónicas en territorio mexicano. Tomado de Servicio Sismológico Nacional (2020).

Los primeros reportes de sismicidad registrados en la zona de Uruapan están documentados con el nacimiento e inicio de la actividad eruptiva del volcán Parícutin, el 20 de febrero de 1943 (Yokoyama y de la Cruz-Reyna, 1990). En el trabajo de Yokoyama y de la Cruz-Reyna (1990) se analiza la secuencia de eventos de origen magmático precursores del nacimiento del volcán Parícutin y que posteriormente originaría la actividad sísmica a escala local.

Desafortunadamente los registros de la secuencia precursora del surgimiento del volcán Parícutin y del inicio de su actividad son limitados, debido a que la infraestructura sísmica del país era escasa durante la primera mitad del siglo pasado. A pesar de ello, se cuenta con los sismogramas de la estación Tacubaya que estaba situada a 300 km de distancia del volcán. Estos registros permitieron determinar la fuente de origen de los primeros eventos (Yokoyama y de la Cruz-Reyna, 1990).

Yokoyama y de la Cruz-Reyna (1990) concluyeron que el terremoto precursor del nacimiento, e inicio de la actividad del Parícutin, fue el evento ocurrido el 7 de enero de 1943 de magnitud 4.4, y a partir del cual una secuencia de 22 sismos con magnitudes de entre 3.2 y 4.5 tuvo lugar antes del inicio de la actividad volcánica del Parícutin el 20 de febrero del mismo año.

La actividad volcánica del Parícutin comenzó el 20 de febrero de 1943 y las emisiones de lava terminaron el 25 de febrero de 1952. Durante los 9 años de actividad, la estación sísmica de Tacubaya registro numerosos eventos con magnitudes $M \geq 3.0$ (Yokoyama y de la Cruz-Reyna, 1990). Los eventos registrados por la estación de Tacubaya se muestran en la figura 2.4.

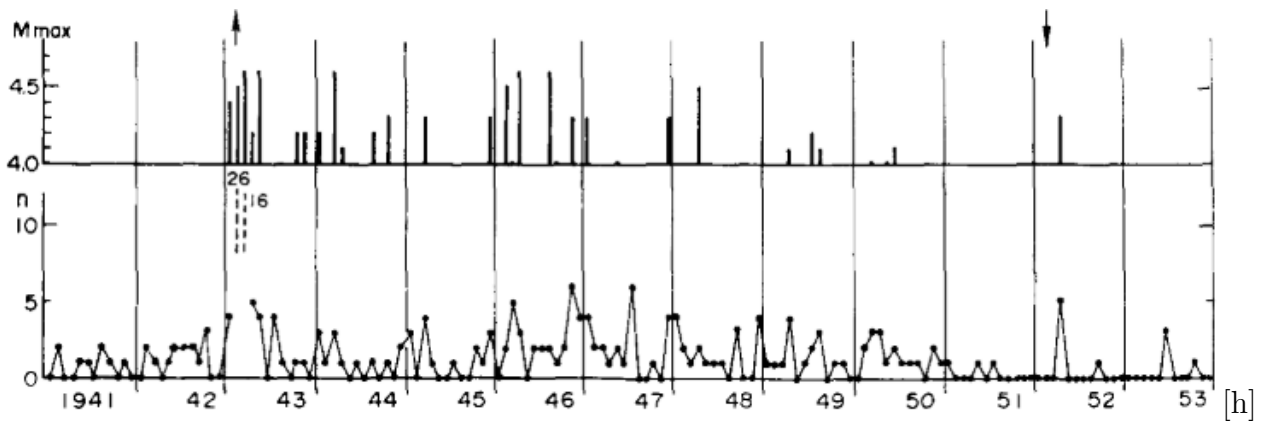


Figura 2.4: Se observa el número de sismos que probablemente ocurrieron cerca del volcán Parícutin durante el periodo de 1943 a 1952. La flecha hacia arriba indica el inicio de la actividad del volcán Parícutin y la flecha hacia abajo el fin de la actividad. Tomado de Yokoyama et al., (1990).

En el trabajo de Pacheco et al. (1999) fue reportado y analizado un enjambre sísmico ocurrido entre los meses de febrero y marzo de 1997. Una vez que el Servicio Sismológico Nacional (SNN) instrumentó la zona, se determinó una secuencia sísmica conformada por 230 sismos con magnitudes $1.5 \leq M \leq 4.1$, cuyos hipocentros se distribuyeron en una profundidad mínima de 10 km y máxima de 18 km. Mientras que las distribuciones epicentrales de los sismos presentaron dos direcciones preferenciales.

Primero se concluyó que los eventos ocurridos en febrero siguieron una dirección NE-SW (ver figura 2.5). Así mismo, para esta primera alineación se correlacionaron las soluciones de los mecanismos focales encontrados y se determinó que presentaban un fallamiento normal con componente lateral izquierda. La segunda distribución epicentral de los eventos tuvo lugar durante la primera mitad del mes de marzo, evidenciando un alineamiento en dirección NW-SE. Pacheco et al. (1999) atribuyeron estos eventos a la actividad de la falla San Juanico-Buena Vista (SJB), que forma parte del sistema de fallas Chapala-Oaxaca y pasa entre los volcanes Tancítaro y Parícutin; o posiblemente a la reactivación de las fracturas orientadas en dirección NW-SE resultantes de la interacción entre los bloques Michocán-Guerrero.

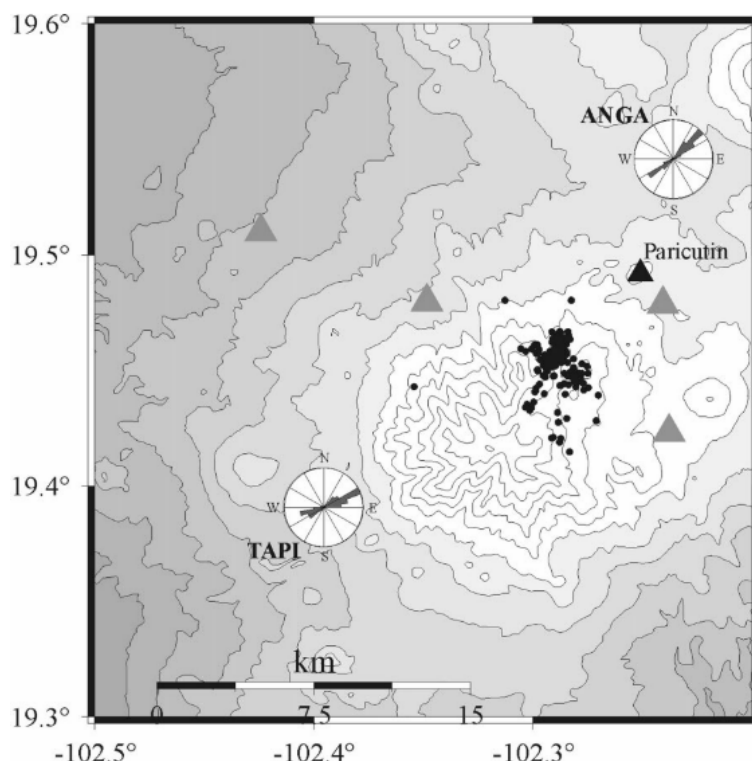


Figura 2.5: Mapa topográfico con las estaciones sismológicas (triángulos) y sismicidad (puntos). Los círculos muestran el ángulo de polarización medido para la onda S en dos estaciones (TAPI y Parícutin). Tomado de Pacheco et al., (1999).

El reporte publicado por el Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED), muestra el análisis de una nueva secuencia de tres enjambres sísmicos ocurridos durante los años de 1997 al 2000 en la zona Parícutin-Tancítaro (Martínez y González, 2000). El primer enjambre ocurrido en el año 1997 ya ha sido discutido anteriormente en los trabajos de Pacheco et al. (1999).

Por su parte, un nuevo enjambre sísmico ocurrió durante los meses de mayo y junio de 1999, llegando a su máximo pico con un número total de 111 sismos con magnitudes $1.5 \leq M \leq 3.0$ registrados en un solo día. Los resultados de este enjambre demostraron que las localizaciones epicentrales coincidieron con las del enjambre sísmico registrado en 1997. Por lo que Martínez y González (2000) concluyeron que se trató de la reactivación de los sistemas de fallas locales.

En los meses de mayo a julio de 2006 fue registrado otro enjambre sísmico. Durante este enjambre se localizaron más de 700 sismos con magnitudes locales $2.4 \leq M_L \leq 4.0$ y con características fuertemente asociadas a un enjambre sísmico de origen volcánico: tal es el caso de patrones de magnitud contra tiempo característicos de enjambres de origen volcánico e hipocentros muy superficiales con migración vertical que pueden indicar el ascenso de magma (Gardine et al., 2011; Pinzón et al., 2017). La figura 2.6 muestra el histograma de los eventos registrados durante este enjambre sísmico.

Otra característica determinada para el enjambre de 2006 y que está fuertemente asociada con enjambres sísmicos de origen volcánico, es el alto valor de $b = 2.45$. Valor b que es consistente con los altos valores reportados en otras zonas volcánicas del mundo (Pinzón et al., 2017; Wyss et al., 1997, 2001). Además, para este enjambre se determinaron mecanismos focales consistentes con la inyección de magma en forma de dique (ver figura 2.7) (Gardine et al., 2011; Pinzón et al., 2017). En la figura 2.7 se presenta el modelo conceptual desarrollado para el enjambre sísmico ocurrido en el año 2006.

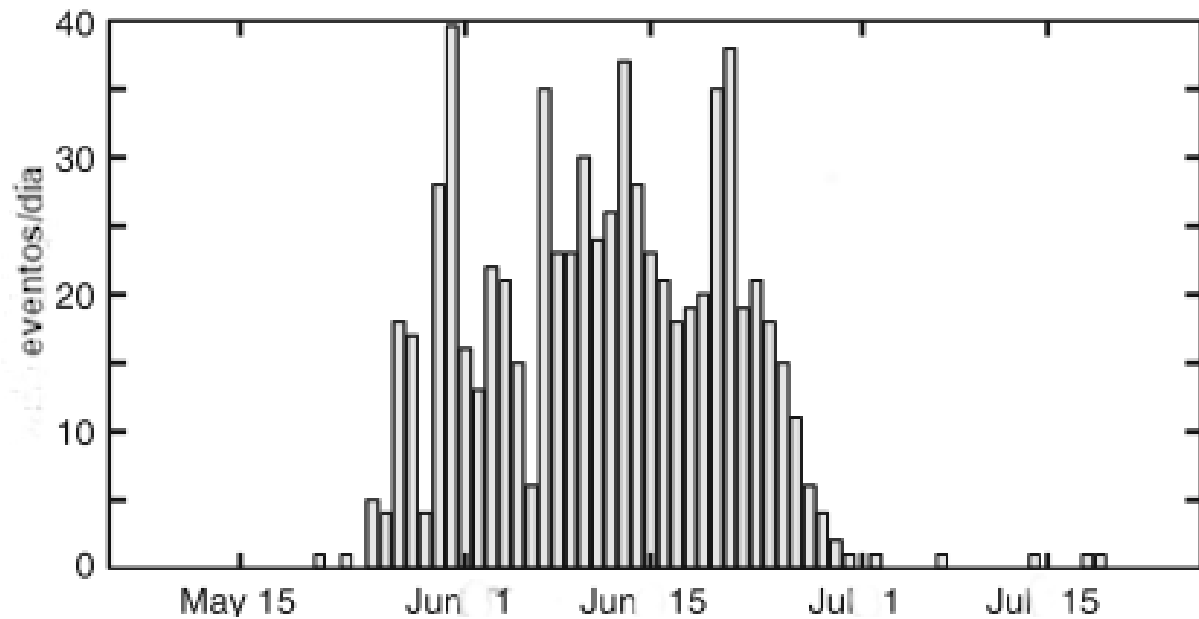


Figura 2.6: Histograma del número de sismos registrados durante los meses de mayo (May) a julio (Jul) del enjambre de 2006. Esta forma del histograma es representativa de enjambres sísmicos volcánicos observados alrededor del mundo. Modificado de Gardine et al., (2011).

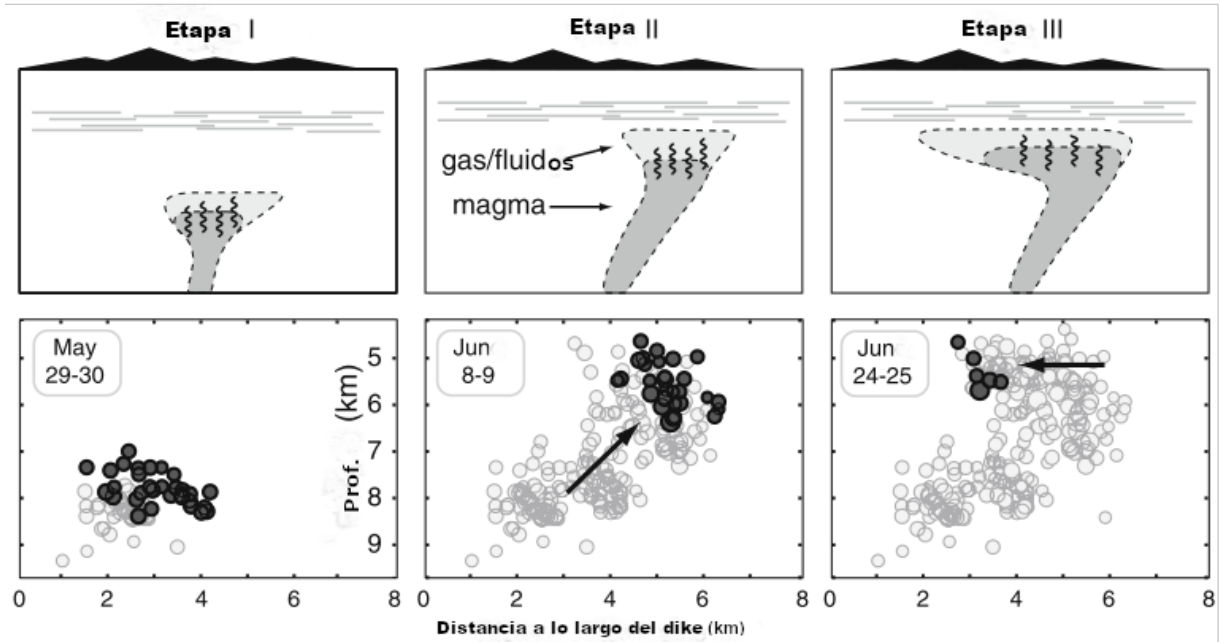


Figura 2.7: Modelo conceptual del dique en propagación respecto al tiempo por etapas (arriba) y migración de los hipocentros de los sismos respecto al tiempo (abajo), el eje y de la primera figura señala la profundidad en km. Modificado de Gardine et al., (2011).

Entre los meses de enero y marzo de 2020, el SSN registró un enjambre sísmico alrededor del volcán Parícutin. En el trabajo publicado por Martínez-Medina et al. (2020) se analiza esta secuencia conformada por 3384 eventos con magnitudes de duración $2.3 \leq Md \leq 4.1$, en el que se describen tres fases durante el enjambre: 1) actividad sísmica baja en las primeras dos semanas; 2) registro máximo diario con un total de 214 sismos y 3) descenso constante en los sismos hasta prácticamente no ser detectado ningún evento, lo cual ocurrió el 24 de febrero.

En el 2021 el SSN registro un enjambre sísmico que tuvo lugar entre el 30 de mayo y 3 de septiembre. Esta nueva secuencia de eventos se conformó por 1083 sismos y el sismo más significativo registró una magnitud de duración $Md = 4.1$ y ocurrió el 4 de junio del 2021 (Universidad Nacional Autónoma de México, 2021). El SSN indicó que el mecanismo focal de este evento estuvo asociado una falla de tipo normal. Durante el enjambre se reportaron otros eventos importantes con magnitudes $Md = 4.0$; sin embargo, los estudios de estos eventos no son del todo confiables debido a la escasez de estaciones sismológicas instaladas en la zona durante la ocurrencia de este enjambre.

En este trabajo de tesis se estudiaron estos dos últimos enjambres sísmicos (enero-marzo de 2020 y mayo-septiembre de 2021). Además, con el fin de conocer las condiciones de la sismicidad de fondo el catálogo sísmico que se construyó fue ampliado con datos de eventos ocurridos en el año 2022.

2.3. Morfología y tectónica de la zona de estudio

El centro-suroeste de México es una región altamente sísmica debido a la subducción de las placas Cocos y Rivera al descender por debajo de la placa Norteamericana, a lo largo de la Trinchera Mesoamericana (Pardo y Suárez, 1995). Esta interacción entre placas tectónicas (ver figura 2.8), generó la formación de múltiples estructuras geológicas: como la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) que es un arco volcánico continental activo con orientación E-O, cuenta con una anchura de 100 km y alberga uno de los campos volcánicos más complejos del mundo: el campo volcánico Michoacán Guanajuato (CVMG).

El CVMG consiste de una gran estructura geológica que cuenta con un área total de 40,000 km^2 , caracterizada por contar con más de 1,000 centros volcánicos con diversas morfologías como son: conos de escoria, volcanes de escudo pequeños, domos de lava y maares. En este campo la mayoría de los aparatos volcánicos se encuentran alineados en una orientación E-O. Además su distribución espacial y el volumen de los cuerpos volcánicos son fractales; con dimensiones fractales de 1.63 y 1.44 respectivamente (Hasenaka y Carmichael, 1985; Kurokawal et al., 1995).

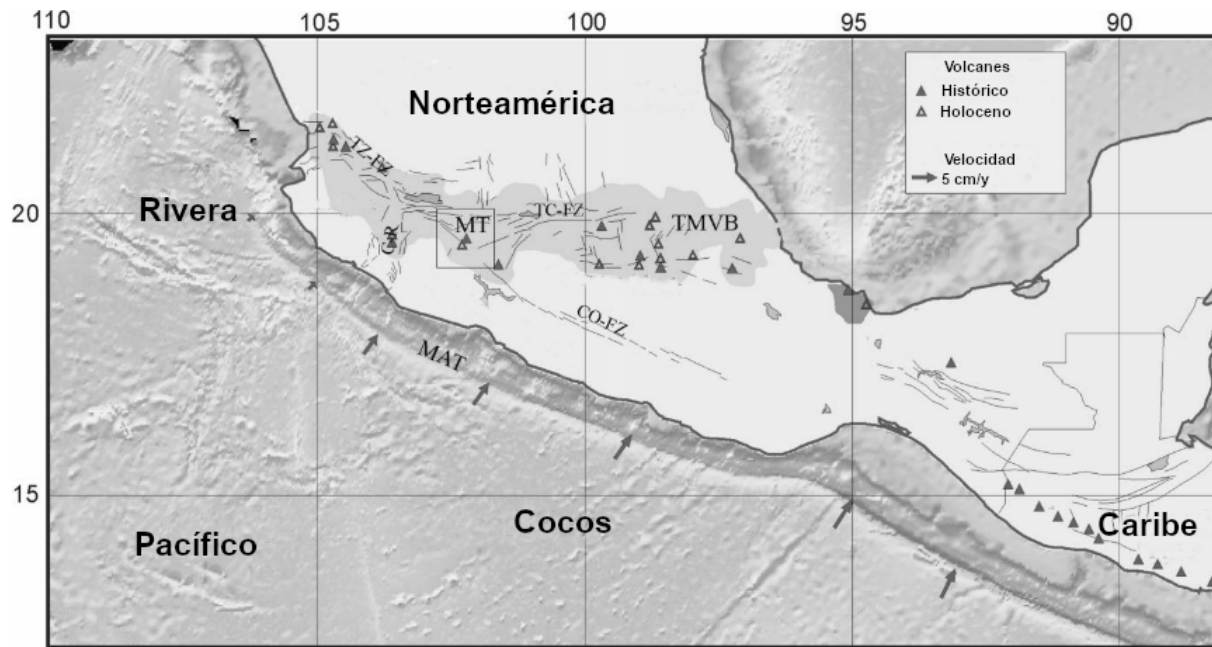


Figura 2.8: Mapa tectónico. MAT, Fosa Mesoamericana; MT, Triángulo Michoacáno (cuadrado); TMVB, Cinturón Volcánico Transmexicano (zona sombreada). Zona de falla Chapala-Oaxaca (CO-FZ), Zona de falla Tula-Chapala (TC-FZ), Zona de falla Tepic-Zacoalco (TZ-FZ), Falla de Colima (CR). Los triángulos representan volcanes y las flechas vectores de velocidad de convergencia. Tomado de Pacheco et al., (1999).

En una escala local, Gómez-Calderón et al. (2021) presenta un análisis morfotectónico de la región volcánica Parícutin-Tancítaro (RVPT), localizada en el sector centro occidental del CVMG y al NE del estado de Michoacán. Gómez-Calderón et al. (2021) concluye que la RVPT es una zona estructural compleja con tres dominios morfotectónicos interactuando (ver figura 2.9):

1) Depresión del Bajo Balsas: Se trata de una fosa tectónica extensional que cuenta con un área de $7,000 \text{ km}^2$ en la que se han identificado más de 750 edificios volcánicos con predominancia de conos cineríticos y conos de lava.

2) Graben de Peribán-Los Reyes: Se encuentra al oeste de la RVPT en el que han sido reportados al menos 13 volcanes de tipo escudo y la presencia de múltiples fallas normales con dirección NE-SO.

3) Meseta Purépecha: Es la región con mayor densidad volcánica dentro del CVMG y cuenta con la presencia de numerosos volcanes cineríticos.

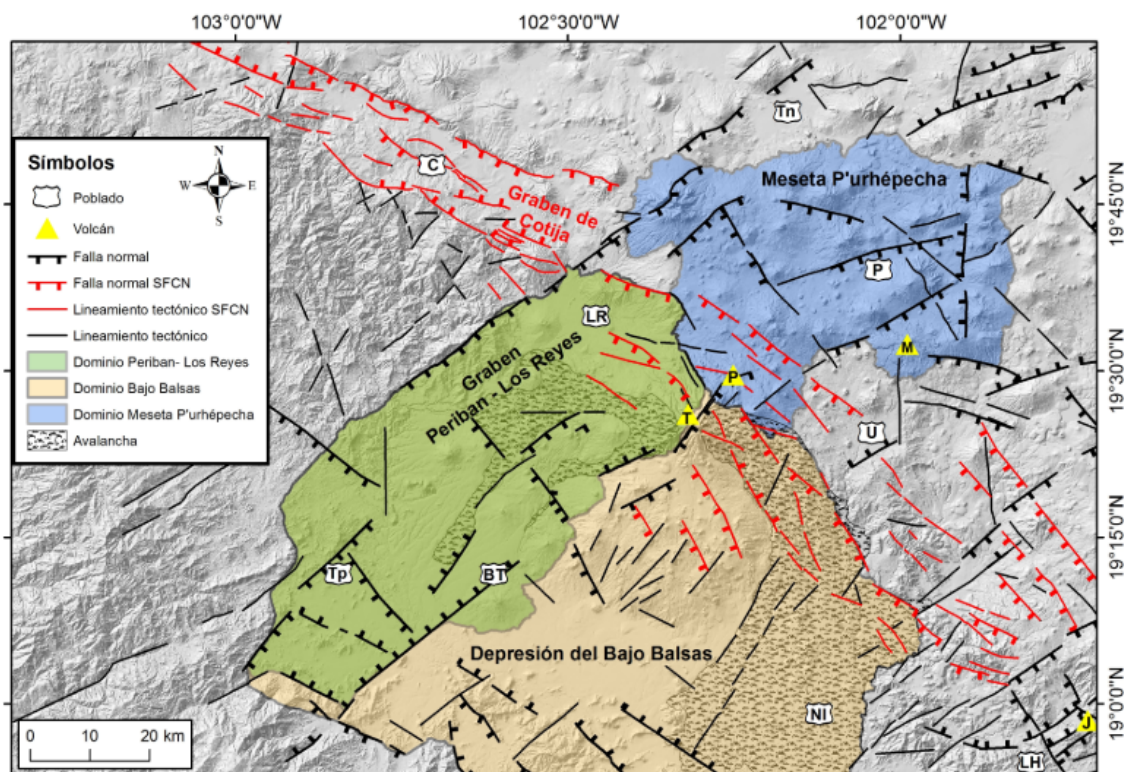


Figura 2.9: Se presenta el mapa morfotectónico de la región volcánica Parícutin-Tancítaro, así como los tres dominios principales y los sistemas de fallas presentes. C: Cotija; BT: Buenavista de Tomatlán; Tp: Tepalcatepec; LR: Los Reyes; Tn: Tangancícuaro; U: Uruapan; NI: Nueva Italia; LH: La Huacana. Volcanes: T: Tancítaro; P: Parícutin; M: Metate; J: Jorullo. Tomado de Gómez-Calderón et al., (2021).

La convergencia de los tres dominios morfotectónicos generó los sistemas de fallamiento regional de la zona (figura 2.9):

1) Cotija-Nueva Italia: Referido en otros trabajos como Falla San Juanico-Buenavista (Pacheco et al., 1999; Martínez y González, 2000). Se trata de un sistema de fallas normales orientadas en dirección NO-SE con longitudes que van de los 7-12 km.

2) Tepalcatepec-Tangancícuaro: Sistema de fallas con dirección NE-SO que va desde Tepalcatepec hasta Tangancícuaro y las longitudes de las fallas se encuentran entre 5 y 15 km (Gómez-Calderón et al., 2021).

2.4. Mecanismos focales

La geometría de una falla es un problema difícil de representar, por esta razón lo primero que se hace es imaginar a la falla como una superficie plana sobre la cual se deslizan dos bloques. Por lo tanto, la geometría de una falla puede representarse por medio de la dirección del bloque deslizado a lo largo del plano y la orientación que tiene el plano de falla (Stein y Wysession, 2009).

El ángulo que se forma entre el eje x_1 y el norte geográfico (ver figura 2.10) es la dirección del rumbo de la falla, ϕ . El eje x_3 apunta hacia arriba y, el eje x_2 es perpendicular a x_1 y x_3 . El ángulo de inclinación (dip), δ , brinda la orientación del plano de falla con respecto a una superficie horizontal. Por último, el ángulo de deslizamiento (slip o rake), λ , es medido entre el eje x_1 y el vector deslizamiento de la falla \hat{d} (Stein y Wysession, 2009).

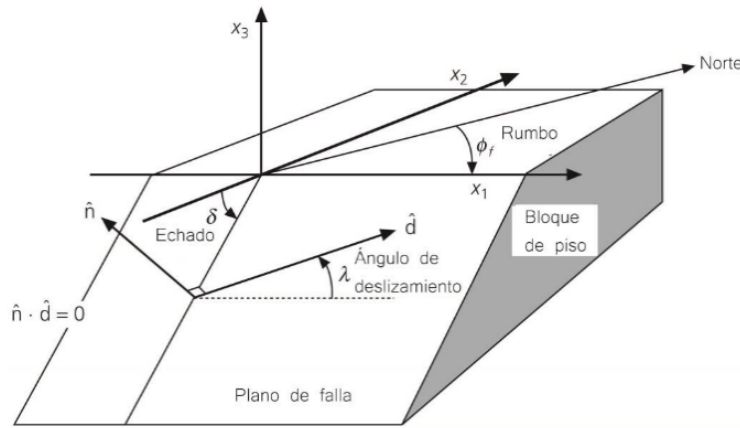


Figura 2.10: El vector de desplazamiento, \hat{d} , describe como se desplaza el bloque de techo en relación al bloque de piso. El eje x_1 esta orientado a lo largo de la traza de la falla. El ángulo de deslizamiento, λ , es medido entre el eje x_1 y el vector \hat{d} . Por último, el rumbo, ϕ , es el rumbo de la falla y se mide en dirección de las manecillas del reloj a partir del norte geográfico. Modificado de Stein y Wysession (2009).

Los distintos valores en los ángulos de una falla pueden ser representados por el juego de coordenadas formado por los valores que toman el rumbo, dip y rake (ϕ, δ, λ). Por lo que distintas combinaciones en estos valores permiten la formación de diferentes configuraciones en una misma falla. En la figura 2.11 se muestran tipos de fallas más sencillas y sus respectivos ángulos de deslizamiento.

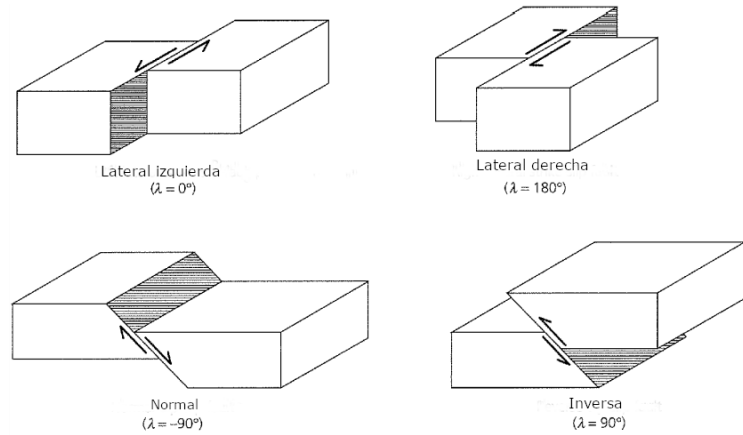


Figura 2.11: Tipos de fallas más comunes y el valor de su ángulo de deslizamiento (λ). Tomado de Stein y Wyssession (2009).

Para la determinación precisa del tipo de falla que originó al sismo, existen distintas técnicas usadas en sismología. Una de las más frecuentemente implementada es la técnica de *primeras polaridades*: cuando las ondas elásticas arriban a una estación sismológica, se pueden obtener dos tipos de registros en el primer arribo de onda “P” en la estación: 1) arribo de compresión (“Up”), se genera cuando el material esta siendo comprimido por las ondas elásticas en dirección de la estación sismológica; 2) arribo de dilatación (“Down”), es registrado cuando el material aparentemente se está alejando de la estación sismológica. Finalmente, con la correlación de las grabaciones de primer arribo, de onda “P”, registradas por distintas estaciones sismológicas, es posible determinar el mecanismo focal del sismo (Stein y Wyssession, 2009) y relacionarlo con el tipo de falla que originó el evento. La figura 2.12 muestra el diagrama de primeros arribos de onda “P” en cuatro estaciones sismológicas de forma clara.

Sin embargo, no basta con determinar de manera precisa los arribos y obtener el mecanismo focal del evento para concluir el tipo de falla que originó el sismo; sino que es necesario correlacionar los resultados de la técnica *primeras polaridades* con la geología y tectónica de la zona para precisar el tipo de falla que originó el evento (Stein y Wyession, 2009).

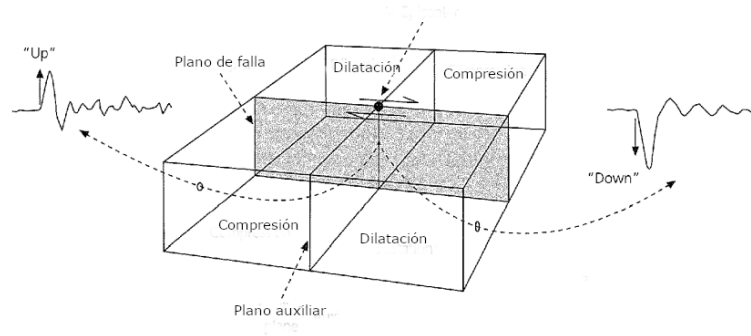


Figura 2.12: Primeros arribos de onda “P”, registrados en 4 estaciones sismológicas. Los arribos de compresión (“Up”) son registrados como crestas y los arribos de dilatación (“Down”) como valles en los sismogramas. Modificado de Stein y Wyession (2009).

2.5. Geometría fractal en las Geociencias

El matemático Benoit B. Mandelbrot, introdujo el análisis fractal en los años 60's y gracias a los avances en la teoría fractal se han podido extender sus aplicaciones a todos los campos de la ciencia. Mandelbrot estableció una definición informal de los fractales, refiriéndose a estos objetos como figuras irregulares dentro del campo de las matemáticas y en el mundo real. La principal característica de estos objetos es que su dimensión fractal es una fracción (1/3, 1/4, 1/9...) (Mandelbrot y Mandelbrot, 1982).

Otra de las propiedades que caracterizan a los fractales es que se trata de objetos auto-semejantes: cada pequeña parte del objeto es una copia en tamaño reducido del objeto entero; además son invariantes en espacio y tiempo. Adicionalmente, se puede describir a los fractales mediante una función de potencias de la siguiente forma:

$$Y = CX^{-D} \tag{2.6}$$

Donde D es el exponente de escalamiento de la función o dimensión fractal para los patrones geométricos (Mandelbrot y Mandelbrot, 1982).

Una forma de entender la dimensión fractal es visualizar las dimensiones de algunas figuras geométricas: un punto cuenta con una dimensión fractal D=0; una línea D=1, ya que no tiene un grosor o cubre algún área; la de un plano es D=2, dado que cubre un área y, finalmente, un objeto tridimensional tiene una dimensión fractal D=3, al cubrir un volumen. Sin embargo, los fractales al tener una dimensión fractal D fraccionaria, no describen una línea o un área en el espacio (figura 2.13).

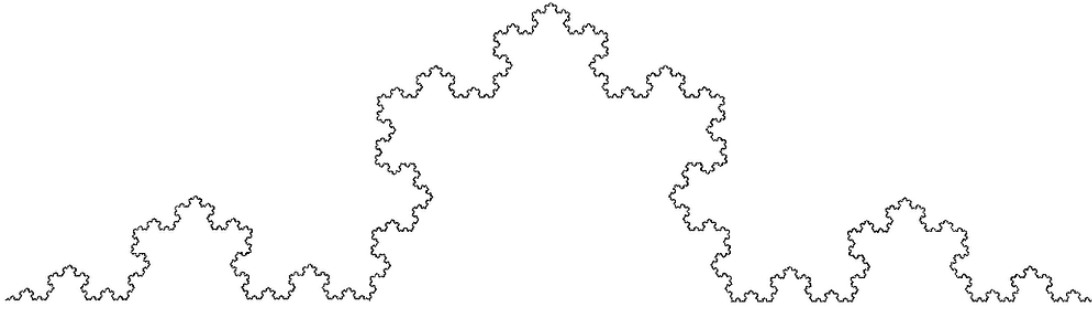


Figura 2.13: La curva fractal de Koch tiene un dimensión fractal, $D = 1.89$. Aunque parece cubrir un área, esta no es cubierta por completo. Tomado de Paramanathan et al., (2010).

La aplicación de los fractales ha alcanzado a las Ciencias de la Tierra (Sadegh Movahed y Hermanis, 2008). Tal es el caso de las fallas y fracturas, que presentan un comportamiento auto-similar (o auto-semejante) y por medio de la teoría fractal es posible caracterizar estas estructuras de manera cuantitativa (Magaña-Ortega, 2019).

Existe una relación entre los fractales y la distribución de los sismos. Primeramente, una relación espacial se describe, ya que sin importar el tamaño del área que se observe, se pueden encontrar patrones similares de agrupación de sismos (autosimilitud espacial). Por ejemplo, a grandes escalas, los sismos están concentrados en los límites de placas, con dimensión fractal de 1. En una escala de decenas de kilómetros, es posible observar concentraciones de sismos (enjambres) en zonas de fallamiento activo con una dimensión fractal mayor a 1.

La distribución magnitud-frecuencia de los sismos (ley Gutenberg-Richter) sigue una ley de potencia, es decir, hay muchos eventos pequeños y relativamente pocos sismos grandes, disminuyendo el número de sismos conforme aumenta su magnitud. Este tipo de distribución es el comportamiento fractal de diferentes sistemas en la naturaleza y las finanzas.

Magaña-Ortega (2019) utilizó un análisis fractal para ubicar nuevas zonas de explotación geotérmica en el campo geotérmico de Acoculco, Puebla, y partir de la geometría fractal determinó que es posible caracterizar la geometría de las fracturas presentes. El análisis del estudio permitió obtener la densidad, intensidad y longitud de las fracturas.

En cuanto a la geometría fractal, es Torres-Argüelles et al. (2010) quien define la geometría fractal como una nueva rama: resultante de la combinación de diferentes técnicas y principios de la teoría fractal, teoría de probabilidad y estadística e informática (ver figura 2.14), con el fin de estudiar sistemas complejos que exhiben propiedades de escalamiento que obedecen una ley de potencias (como se describe en la ecuación 2.1).

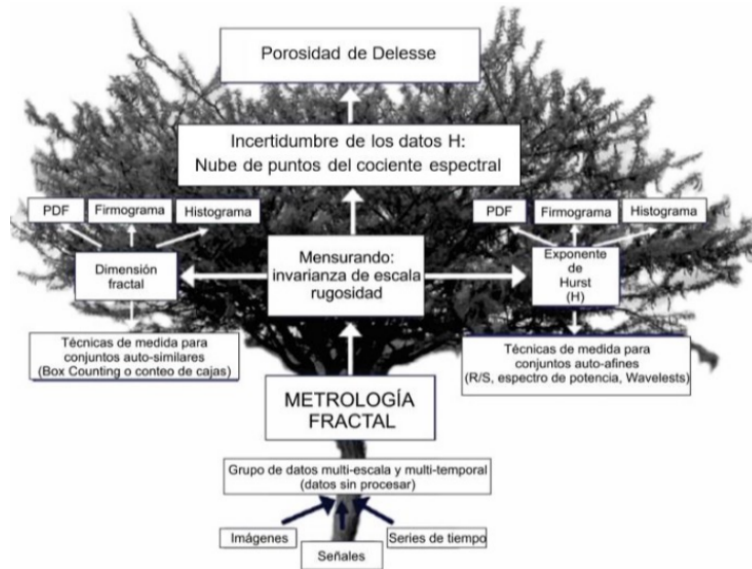


Figura 2.14: El Mezcquite es utilizado para representar la estructura ramificada de la información requerida por la Metrología Fractal. Tomado de Torres-Argüelles et al., (2010).

Las tres raíces principales del mezcquite, en la figura 2.14, constituyen los bancos de datos que alimentan la metrología fractal, siendo estos las series de tiempo, señales e imágenes. El árbol se encuentra altamente ramificado, representando a las técnicas estadísticas nuevas y a las tradicionales. Toda la información procedente de las raíces está integrada por un tronco común representado por: la dimensión fractal y el exponente de Hurst que miden las características principales de los datos bajo estudio.

2.6. Exponente de Hurst y su relación fractal

El exponente de Hurst, H , es un exponente de auto-afinidad que se utiliza como la principal medida del crecimiento del rango estandarizado de la suma de las desviaciones de un conjunto de datos respecto a su media. En otras palabras, permite conocer el comportamiento dinámico de una serie de tiempo (Kale y Butar, 2005; Figueroa-Soto, 2014).

El exponente de Hurst se determina a partir de la relación matemática (Kale y Butar, 2005):

$$H = \frac{\log\left(\frac{R}{S}\right)}{\log(T)} \quad (2.7)$$

Donde T es la duración del muestreo de los datos y $\frac{R}{S}$ es el correspondiente valor del rango reescalado (que será discutido mas adelante).

La importancia del exponente de Hurst recae en su capacidad para clasificar una serie de tiempo en términos de su relación a un proceso aleatorio, persistente o antipersistente. Esta conclusión se consigue a partir del valor H obtenido para la serie (Kale y Butar, 2005; Figueroa-Soto, 2009):

- Si $0 \leq H \leq 0.5$, existe la presencia de una serie de tiempo *antipersistente*. Esto es, que la serie temporal en estudio tiende a regresar o desvancerse más lentamente de lo normal y la mejor predicción puede ser un promedio de los elementos anteriores.
- Si $H=0.5$, implica un proceso aleatorio o independiente.
- Si $0.5 \leq H \leq 1$, se trata de una serie temporal *persistente*. Es decir, mantiene largos periodos de memoria en el proceso. Lo que indica que un valor alto en la serie será seguido por otro valor alto y los valores futuros también tenderán a ser altos.

Existe una relación directa entre el exponente de Hurst y la dimensión fractal dada por la relación:

$$D = 2 - H \quad (2.8)$$

Donde 2 es la dimensión euclidiana del espacio en el que se inserta el fractal; D es la dimensión fractal de la serie temporal y mide la suavidad de la serie. Mientras que el exponente H yace entre $0 \leq H \leq 1$ y cuanto más se acerque a 0 más irregular será la serie de tiempo.

Tanto el exponente de Hurst, como la dimensión fractal de una serie de tiempo, pueden ser determinados mediante la técnica de *análisis de rango reescalado* (R/S), siendo esta técnica la herramienta central en el modelado de datos fractales. El análisis de rango reescalado consiste en un modelo estadístico que permite determinar la presencia o ausencia de tendencias en series de tiempo mediante el cálculo del exponente de Hurst, H , (Kale y Butar, 2005; Figueroa-Soto, 2014).

Asimismo, Kale y Butar (2005) mencionan que el análisis de rango reescalado utiliza dos factores principales en la metodología: 1) la media, diferencia entre los valores acumulados máximos y mínimos y 2) la desviación estándar central de los valores obtenidos mediante la observación. Esto influye en que el análisis de rango reescalado se pueda interpretar como una forma alternativa para medir la correlación de largo-alcance existente en una serie temporal.

2.7. Ley de Gutenberg-Richter

La ley de Gutenberg y Richter (G-R), consiste de un modelo estadístico que relaciona la magnitud y el logaritmo de la frecuencia de ocurrencia de los sismos (Gutenberg y Richter, 1954; Ishimoto y Ida, 1939). Este modelo estadístico sigue un comportamiento lineal para gran parte de los eventos de un catálogo suficientemente amplio y es el resultado de las observaciones hechas por Gutenberg y Richter de los catálogos disponibles a nivel mundial durante la segunda mitad del siglo *XX* (Gutenberg y Richter, 1954).

Matemáticamente la ley de Gutenberg y Richter (1954) se expresa de la siguiente forma:

$$\log N(\geq m) = a - bm \quad (2.9)$$

donde $N \geq m$ representa el número acumulado de eventos en una región y ventana de tiempo específica, con magnitudes mayores o iguales a m . El valor a , es la medida del nivel de sismicidad regional o productividad sísmica. Mientras que la constante b o “valor b ”, es la pendiente de la recta que mejor se ajusta entre la magnitud y el número acumulado de eventos (Scholz, 1968; Cliff Frohlich y Scott D., 1993; Mendoza-Ponce, 2012; Figueroa-Soto, 2014).

La relación de Gutenberg-Richter es una propiedad fractal muy bien conocida y puede expresarse en forma de ley de potencias:

$$f(m) \propto m^{-D} \quad (2.10)$$

donde $f(m)$ denota la frecuencia de los sismos con magnitud mayor a m . Como la ecuación 2.10 es una ley de potencias de la ecuación 2.9, se puede apreciar que D es una especie de dimensión fractal.

Por otro lado, el valor b de la relación de Gutenberg-Richter teóricamente está relacionado con la dimensión fractal (Whalley, 1994), D , de la siguiente forma:

$$D = 2b \tag{2.11}$$

donde D es la dimensión fractal y “ b ”, es la pendiente de la recta que mejor se ajusta entre la magnitud y el número acumulado de eventos.

El valor b desempeña un papel muy importante en el análisis de los esfuerzos presentes e interpretación del origen de los sismos de un catálogo bajo estudio. Esto se hace ya que existe una relación inversa entre valor b y el estrés de una zona (Figuroa-Soto, 2014). Como consecuencia, el *valor b* puede ser utilizado como un medidor de esfuerzos. Por ejemplo, en experimentos de laboratorio realizados por Scholz (1968) se ha comprobado la relación entre el *valor b* y los esfuerzos aplicados para generar microfracturamiento en distintas muestras de roca. En el mismo experimento fue observado que el resultado de la relación frecuencia-magnitud de microfracturamiento, es el mismo que en el encontrado para la relación frecuencia-magnitud de los sismos.

Lo discutido anteriormente describe que los valores pequeños de b indican la presencia de grandes esfuerzos, por lo que es de esperarse sismos de gran magnitud. Mientras que valores altos de b indican presencia de esfuerzos menores, por lo que se espera encontrar sismos de menor magnitud (Cliff Frohlich y Scott D., 1993; Efron, 1993; Schorlemmer et al., 2005). Por ejemplo, en reservorios de magma se presenta un alto valor b debido a que hay una considerable concentración de esfuerzos pequeños causados por la migración del magma. En el trabajo realizado por Wyss et al. (2001) encontraron valores altos de b bajo el Flanco Sur del Kilauea, asociados a la localización de los reservorios de magma que habían sido propuestos por estudios sísmicos, geodésicos y magnéticos.

CAPÍTULO 3

METODOLOGÍA

3.1. Construcción de la base de datos y análisis estadístico

Para realizar un análisis con mayor detalle acerca de los enjambres sísmicos de Uruapan, Mich., que ocurrieron entre enero-marzo del 2020 y mayo-septiembre de 2021, se organizó un catálogo sísmico con los registros obtenidos de las estaciones operadas por el SSN, el Instituto de Geofísica (IG) y las estaciones temporales instaladas por el Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra (INICIT) de la UMNSH.

Construido el catálogo, se transformó la escala de magnitud de los eventos, de magnitud de ondas de coda (M_c ; magnitud en que la mayoría de las agencias sismológicas reportan los eventos pequeños) a magnitud de ondas superficiales, M_s , ya que al ser sismos de baja magnitud la escala M_s ofrece mayor estabilidad temporal y espacial para el *valor b* y el *valor a*. Además, con esta transformación es posible detectar los cambios en los *valores a* y *b* que pueden registrarse cuando se amplían los datos de un catálogo sísmico a periodos

de tiempo mayores (Zúñiga y Figueroa-Soto, 2012).

Para realizar la conversión entre la escala M_c a la escala M_s , se aplicó la ecuación desarrollada por Zúñiga y Figueroa-Soto (2012) que se expresa de la siguiente manera:

$$M_s = 1.66M_c - 3.73 \quad (3.1)$$

Donde M_s = magnitud de ondas superficiales y M_c = magnitud de ondas de coda. En el histograma 3.1 se muestra la distribución de la frecuencia de las magnitudes de los sismos en magnitud M_s . De acuerdo al histograma 3.1, se aprecia que el mayor número de eventos registrados durante los enjambres tienen magnitudes $2 \leq M_s \leq 2.5$.

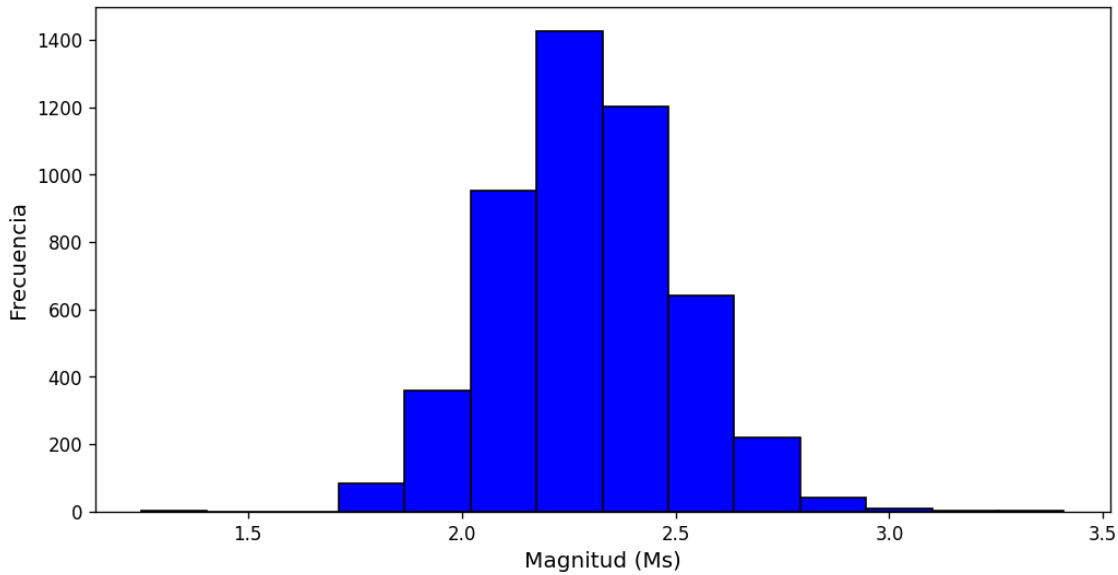


Figura 3.1: Distribución de las magnitudes del catálogo sísmico transformadas a escala de ondas superficiales M_s . La mayor frecuencia de eventos están asociados a magnitudes $2 \leq M_s \leq 2.5$.

El catálogo sísmico construido cuenta con un total de 4939 sismos registrados en un área rectangular con coordenadas de latitud entre $19^{\circ}46'N$ y $19^{\circ}12'N$ y longitud entre $102^{\circ}.36'O$ y $101^{\circ}.48'O$. Los eventos van desde inicios del año 2020 y hasta finales del 2022, esto con el fin de brindar información sobre la sismicidad de fondo; es decir, la sismicidad presente antes de la ocurrencia de un enjambre sísmico y tiempo después de su ocurrencia. El catálogo revela que la menor magnitud registrada es $M_s = 1.25$, mientras que la mayor magnitud es $M_s = 3.4$. Por su parte, el catálogo se limitó a una profundidad máxima de 40 km (ver figura 3.4), con el fin de descartar los sismos intraplaca que no son objeto de estudio en este trabajo.

En el mapa 3.2 se muestra la distribución espacial de los epicentros registrados durante la ventana de tiempo analizada. Mientras que en la figura 3.3 se muestra un modelo tridimensional con la distribución de los hipocentros del enjambre sísmico ocurridos cerca del volcán Parícutin y otros edificios volcánicos. En el histograma 3.4 se muestra que la mayor frecuencia de sismos ocurren entre los primeros 15 y 20 km de profundidad.

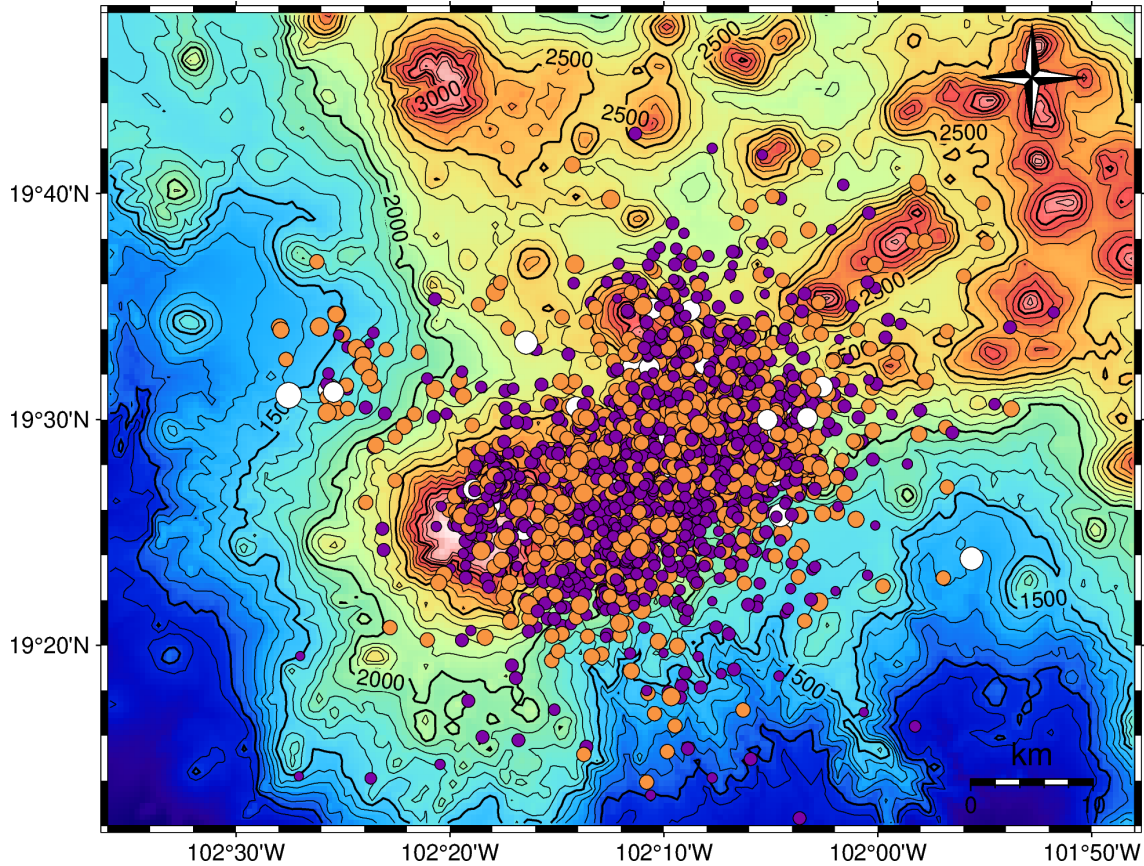


Figura 3.2: Distribución epicentral de la sismicidad de Uruapan. Los círculos morados corresponde a magnitudes $1 < M_s < 2$; los naranjas $2 < M_s < 3$; y los blancos $3 < M_s < 4$.

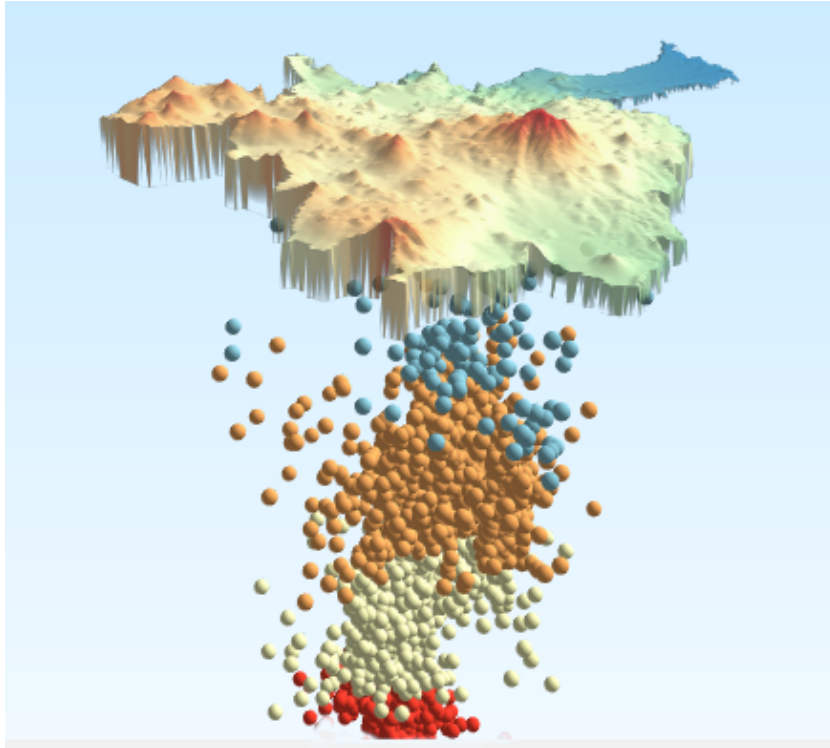


Figura 3.3: Modelo digital de elevación 3D con la distribución de los hipocentros de los enjambres sísmicos. Los colores de las esferas indican profundidades: *azules* $< 10km$; $10 < naranjas < 20km$; $20km < blancas < 30km$; $30km < rojas < 40km$.

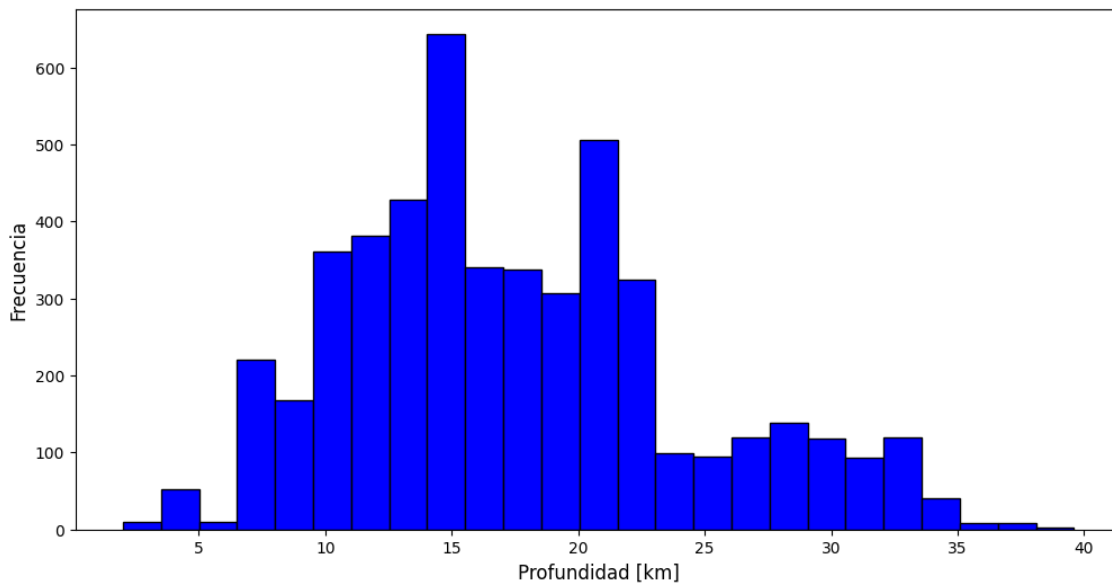


Figura 3.4: Histograma de la distribución de las profundidades de los sismos.

Construida la base de datos con los sismos ocurridos, el siguiente análisis estadístico implementado para estudiar la sismicidad consistió en la determinación del valor b para todo el catálogo y la magnitud de completitud (M_c ; ver figura 3.5).

El valor b se puede obtener por el método de máxima verosimilitud como se muestra en la siguiente ecuación:

$$b = \frac{\log_{10}(e)}{\langle M \rangle - (M_c - \frac{\Delta M_{bin}}{2})} \quad (3.2)$$

donde $\langle M \rangle$ es la magnitud media de la muestra y ΔM_{bin} es el ancho del intervalo mínimo de magnitud (tiene un valor de 0.1, ya que las magnitudes sísmicas se dan hasta un decimal) y e es el número de Euler. Las incertidumbres de b son estimadas por el método boot-strap.

El resultado obtenido para el valor b de todo el catálogo fue relativamente alto: $b = 2.08 \pm 0.03$. Sin embargo, este valor no es anómalo por tratarse de una zona volcánica que presenta gran heterogeneidad debido a la estratificación de coladas de lava y cenizas, diques, sills y elevados gradientes térmicos, así como la suma de componentes de estrés por la presión de fluidos que propician las condiciones ideales para registrar valores altos de b (Wiemer y McNutt, 1997; Power et al., 1998; Wyss et al., 2001).

Como se discutió en la sección 2.7, un valor alto de b implica que la región es poco resistente a los esfuerzos y como resultado tiende a fracturarse rápidamente antes de que se alcancen esfuerzos elevados (Cliff Frohlich y Scott D., 1993; Schorlemmer et al., 2005). Este hecho evidencia la existencia de una mayor cantidad de sismos pequeños frente a sismos de mayor magnitud (Gutenberg y Richter, 1954), como lo muestra el histograma 3.1.

La magnitud de completitud, M_c , obtenida para el catálogo sísmico fue $M_c = 2.2$ (ver figura 3.5). Esto quiere decir que todos los eventos por debajo del valor de M_c se han registrado en el catálogo para el periodo de tiempo y la región bajo estudio (Figuroa-Soto, 2014). Por otra parte, el *valor a* de la figura 3.5, matemáticamente expresa el logaritmo del

número de sismos con magnitudes mayor a cero, es decir, el total esperado de eventos en la región si se extrapola la relación Gutenberg-Richter hasta las magnitudes más pequeñas.

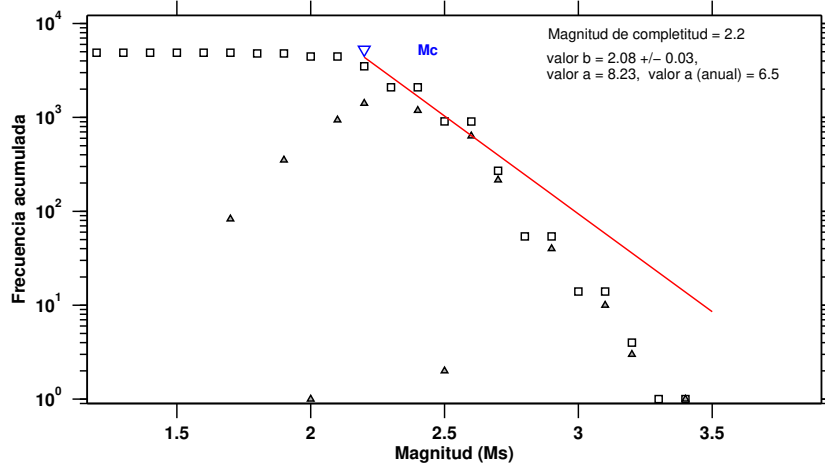


Figura 3.5: Análisis de la relación Gutenberg-Richter para el catálogo construido. Se muestra un alto valor $b = 2.08$; una magnitud de completitud $M_c = 2.2$; valor $a = 8.23$ y un valor anual $a = 6.48$. Los triángulos color gris corresponden al número discreto de eventos para cada valor de magnitud y los recuadros corresponden al número acumulado de eventos. La línea roja representa la mejor recta que se ajusta a los datos.

Analizar las variaciones temporales de *valor b* en un catálogo sísmico permite determinar si durante el período de análisis de los sismos ocurrió un agente externo capaz de modificar drásticamente el valor b medio: como un enjambre sísmico o un sismo de gran magnitud (Mendoza-Ponce, 2012). Con el fin de estudiar agentes externos ocurridos en este catálogo, se calculó la variación temporal del valor b mediante el algoritmo incluido en *zmap*, en el que a partir de una serie de iteraciones se obtiene el valor b medio para diferentes ventanas de tiempo relativamente cortas hasta completar el catálogo. Los resultados al correr el algoritmo muestran que las máximas variaciones en b ocurrieron durante el primer enjambre sísmico a principios del 2020, mientras que para el segundo enjambre de 2021 las variaciones en b fueron muy pequeñas.

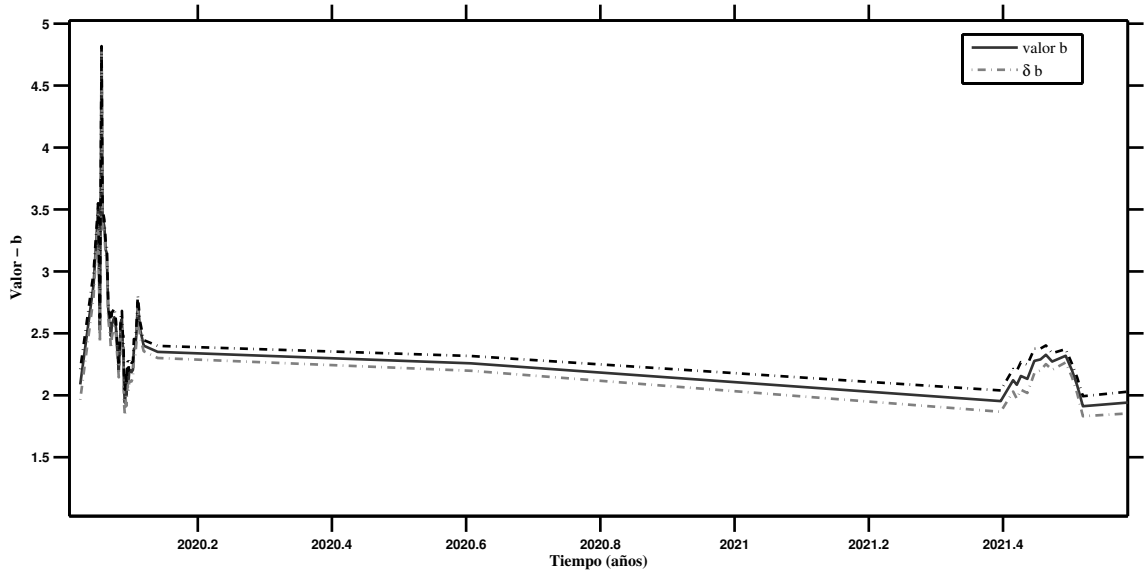


Figura 3.6: Evolución temporal del valor b para los enjambres sísmicos ocurridos.

3.2. Construcción y análisis temporal de la serie de tiempo interevento

A pesar de la complejidad que presenta estudiar espacio-temporalmente la ocurrencia de los enjambres sísmicos, existen leyes estadísticas generales que describen la evolución de estos fenómenos (Corral, 2004; Bak et al., 2002; Figueroa-Soto, 2014): tal es el caso de la ley de Omori y la ley de Gutenberg-Richter (Gutenberg y Richter, 1954). Por su parte, la geometría fractal también ha sido empleada para investigar las secuencias sísmicas a partir del estudio de la serie de tiempo interevento (Figueroa-Soto, 2009, 2014), y sus propiedades fractales (Telesca et al., 2004).

Para el desarrollo de la serie interevento, Corral (2004) propone transformar el proceso temporal de cuatro dimensiones (coordenadas espaciales, x, y, z , y magnitud) en un proceso simple de una línea, en el que sólo se consideran los tiempos de origen de un sismo, t_i , con $i = 0, 1, 2, \dots, n$ y, por lo tanto, el tiempo entre eventos consecutivos puede obtenerse como:

$$\tau_i = t_i - t_{i-1}, i = 1, 2, \dots, n$$

En este sentido, Telesca et al. (2004) describe que una secuencia de sismos pueden ser representados mediante un proceso temporal puntual, por lo que es posible expresarlo como una suma finita de funciones de delta de Dirac centradas en los tiempos de ocurrencia t_i , con amplitud A_i proporcional a la magnitud del sismo.

$$y(t) = \sum_{i=1}^{N+1} A_i \delta(t - t_i) \quad (3.3)$$

Donde $(N+1)$ representa el número de eventos registrados. El proceso puede reescribirse mediante el conjunto de los tiempos interevento (Hainzl et al., 2006). Por lo tanto, podemos producir una serie temporal discreta (Δt_i) :

$$\Delta t_i = t_i - t_{i-1} \quad (3.4)$$

Construida la serie de tiempo interevento es necesario aplicar el análisis de rango reescalado, R/S, para determinar el exponente de Hurst, H, y caracterizar el fenómeno. Los dos factores utilizados en el análisis R/S son: 1) diferencia entre los valores acumulados máximo y mínimo y 2) desviación típica de los valores observados. Para la estimación del exponente de Hurst a través del análisis del rango reescalado se siguen los siguientes tres pasos (Kale y Butar, 2005):

Paso 1: El total acumulado para cada punto de la serie temporal con duración total N, viene dado por:

$$\Gamma_{N,K} = \sum_{i=1}^K (F_i - \mu_i), 0 < K \leq N \quad (3.5)$$

donde F_i = es el valor de la serie de tiempo al tiempo i , μ_N = el valor promedio del conjunto de datos dado por:

$$\mu_N = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N F_i \quad (3.6)$$

El rango R de T viene dado por:

$$R = \text{Max}(\Gamma_{N,K}) - \text{Min}(\Gamma_{N,k}) \quad (3.7)$$

donde $\text{Max}(\Gamma_{N,K})$ = al valor máximo de $\Gamma_{N,K}$ y $\text{Min}(\Gamma_{N,K})$ = al mínimo valor de $\Gamma_{N,K}$.

La desviación estándar de los valores de todo el conjunto de datos es:

$$S = \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N [F_i - \mu_N]^2} \quad (3.8)$$

y el rango reescalado viene dado por:

$$\frac{R}{S} \quad (3.9)$$

Paso 2: Considerando $N = \frac{N}{2}$, se obtiene el rango reescalado (paso 1) para los dos segmentos y se obtiene el valor promedio del rango reescalado. Se repite el procedimiento para intervalos cada vez más pequeños sobre el conjunto de datos, dividiendo cada segmento obtenido en cada paso en dos y calculando R/S para cada segmento y la media de R/S.

Paso 3: Finalmente, el exponente de Hurst se estima a partir del gráfico $\log \frac{R}{S}$ vs. $\log N$. Donde por medio de regresión por mínimos cuadrados se obtiene la pendiente de la recta de mejor ajuste que indica el valor estimado del exponente de Hurst.

3.3. Análisis temporal y multifractal de la serie de tiempo interevento con geometría fractal

Diferentes estudios realizados en el campo de las ciencias de la Tierra, demuestran que el comportamiento de series temporales de sismicidad exhiben un comportamiento fluctuante, es decir, la serie temporal presenta fases temporales de baja actividad que se intercalan con ciclos en las que la densidad de los eventos es relativamente grande (Telesca et al., 2004). Adicionalmente, se ha demostrado la presencia de características monofractales y multifractales en las series de tiempo interevento para la sismicidad (Telesca et al., 2004, 2005; Telesca y Lapenna, 2006).

En el mismo sentido, ha sido demostrado que el comportamiento temporal y espacial de una secuencia de sismos, así como la distribución epicentral y también la distribución de la energía producida por un sismo presentan propiedades multifractales (Monterrubio-Velasco et al., 2020). Al ser muy variadas las distribuciones epicentrales en espacio, diferentes partes del área presentan diferentes propiedades fractales (por lo que se trata de multifractales). Por otra parte, el enfoque monofractal para la distribución temporal de los sismos, sugiere que los intervalos entre eventos siguen una distribución específica (como la distribución de Poisson). Sin embargo, los patrones de ocurrencia de los eventos pueden variar en diferentes escalas de tiempo, lo que contribuye a la multifractalidad.

Para el estudio de las propiedades fractales de una serie temporal, se han desarrollado diferentes técnicas matemáticas que permiten analizar el comportamiento monofractal (cuando sólo se utiliza un exponente de escalamiento) o multifractal (cuando se utilizan dos o más exponentes) de las series de tiempo. Un ejemplo ampliamente utilizado de este tipo de técnicas es el Análisis de Fluctuaciones sin Tendencias (DFA, por sus siglas en inglés). Es una técnica que permite revelar el comportamiento monofractal de una serie de tiempo por medio de sólo un exponente de escalamiento (exponente de Hurst) y con ello detectar correlaciones de largo alcance presentes en una serie temporal (Peng et al., 1995).

Sin embargo, el método DFA tiene una enorme limitación cuando las series de tiempo no describen un comportamiento monofractal, en el que solo se requiere un exponente de escalamiento para su análisis, y en su caso es necesario más de un exponente para analizar de manera detallada la serie completa (Figuroa-Soto, 2009). Para resolver esta limitación basta con aplicar un análisis multifractal.

Kantelhardt et al. (2002) propone el Análisis Multi-Fractal de Fluctuaciones sin Tendencias (MF-DFA, por sus siglas en inglés), que es una técnica ampliamente utilizada para analizar el comportamiento de las propiedades de escala multifractal y detectar la presencia de correlaciones de largo alcance en series temporales no estacionarias (Peng et al., 1995; Telesca et al., 2004; Monterrubio-Velasco et al., 2020).

El método ha sido exitosamente aplicado en diversos campos de la ciencia como la medicina, para caracterizar frecuencia cardíaca (Peng et al., 1995); meteorología para el análisis de series temporales del estado del tiempo (Koscielny-Bunde et al., 1998); biología para secuenciaciones de ADN (Ossadnik et al., 1994; Buldyrev et al., 1998), entre otros.

Para describir el algoritmo MF-DFA, es indispensable hacer referencia al método DFA, ya que el método MF-DFA es la generalización del algoritmo DFA desarrollado por Peng et al. (1995) que cuantifica los exponentes de escala en series temporales no estacionarias de frecuencia cardíaca.

El método MF-DFA de Kantelhardt et al. (2002) consiste de 5 pasos (donde los primeros 3 son idénticos al procedimiento convencional DFA) y se resumen de la siguiente manera.

- Paso 1: Supongamos una serie x_k de longitud N , cuyo carácter multifractal se desea conocer considerando la serie unidimensionalmente. Entonces se determina el perfil de la serie expresado por:

$$Y(i) = \sum_{k=1}^i [x_k - \bar{x}], i = 1, \dots, N. \quad (3.10)$$

- *Paso 2:* Se divide el perfil $Y(i)$ en $N_s = \text{int}(N/s)^1$ segmentos de igual longitud s . Dado que la longitud N de la serie no suele ser múltiplo de la escala temporal s considerada, un pequeño intervalo al final del perfil se mantiene sin analizar. Para tomar en cuenta este último intervalo se repite el mismo procedimiento empezando por el final del perfil. De este modo, se obtienen en total $2N_s$ segmentos.
- *Paso 3:* Se calcula la tendencia local de cada uno de los segmentos $2N_s$, mediante un ajuste por mínimos cuadrados para la serie y posteriormente se calcula la varianza:

$$F^2(v, s) = \frac{1}{s} \sum_{i=1}^s \{Y[(v-1)s+i] - y_v(i)\}^2 \quad (3.11)$$

para cada segmento v , $v = 1, \dots, N_s$, así como:

$$F^2(v, s) = \frac{1}{s} \sum_{i=1}^s \{Y[(N-1)s+1+i] - y_v(i)\}^2 \quad (3.12)$$

para $v = N_s + 1, \dots, 2N_s$. En estas expresiones, y_i es el ajuste polinomial en el segmento v . El ajuste puede ser lineal, cuadrático, cúbico o de mayor orden (se asigna el nombre al método DFA en función del orden seleccionado: DFA1, DFA2, DFA3...)

- *Paso 4:* Se promedia sobre todos los segmentos para obtener la función de fluctuación de q -ésimo orden:

$$F_q(s) = \left\{ \frac{1}{2N_s} \sum_{v=1}^{2N_s} [F^2(v, s)]^{q/2} \right\}^{1/q} \quad (3.13)$$

¹int hace referencia a segmentos enteros.

donde, en general, la variable índice q puede tomar cualquier valor real. Nuestro interés es saber cómo la variable generalizada q depende de la función $F_q(s)$ dependiendo de la escala de tiempo s para diferentes valores de q .

- Paso 5: Se determina el comportamiento de la función de fluctuaciones analizando la gráfica log-log de $F_q(s)$ contra s para cada valor de q . Si la serie x_k está correlacionada con una ley de potencias de largo alcance, $F_q(S)$ incrementa para valores grandes de la escala s como una ley de potencia:

$$F_q(s) \sim s^{h(q)} \quad (3.14)$$

Para caracterizar la multifractalidad que presenta una serie temporal se emplea el *espectro de singularidad o espectro multifractal*. El espectro permite cuantificar en detalle las propiedades de larga correlación de la serie, aportando nueva información de varios exponentes fractales presentes en la serie, ya que las dimensiones fractales de los subconjuntos asociados a la serie de tiempo están cuantificados por $f(\alpha)$ y con la misma fuerza de singularidad α (Telesca y Lapenna, 2006; Lana et al., 2020).

Para el caso de series monofractales el espectro de singularidad (gráfico de función de fluctuaciones $f(\alpha)$ vs. α está representado por una constante, mientras que en el caso multifractal el espectro tiene un comportamiento cóncavo.

Además, el espectro multifractal se encuentra fuertemente relacionado al exponente de la función de fluctuación de orden q , $f_q(s)$, en términos del exponente generalizado de Hurst, $h(q)$, y la transformada de Legendre:

$$a = h(q) + q \frac{d[h(q)]}{dq} \leftarrow Legendre \rightarrow f(\alpha) = q \cdot [\alpha - h(q)] + 1, \quad (3.15)$$

donde α es el exponente de Hölder o la fuerza de singularidad y $f(\alpha)$ representa la

dimensión del subconjunto de la serie caracterizado por el exponente de Hölder (α). El exponente de escalamiento multifractal es definido como:

$$\tau(q) = qh(q) - 1, \quad (3.16)$$

y el exponente de Hölder se obtiene derivando esta ecuación:

$$\alpha = \frac{d\tau(q)}{dq} \quad (3.17)$$

$$f(\alpha) = q\alpha - \tau(q), \quad (3.18)$$

Entre los parámetros fractales relacionados al espectro multifractal se encuentran el exponente crítico de Hölder, α_0 , que corresponde al máximo de $f(\alpha)$ y la anchura espectral, W , definida como el rango de α es, la cual es obtenida con:

$$W = \alpha_1 - \alpha_2 \quad (3.19)$$

donde $f(\alpha_1)$ es mayor que $f(\alpha_2)$.

El ancho fractal del espectro, W , se define como la medida de la amplitud del rango de los exponentes fractales presentes en la señal, y por tanto, del grado de multifractalidad. Entonces, cuanto más amplio es el rango de la anchura espectral, W , más fuerte es la multifractalidad presente en la serie temporal (Telesca y Lapenna, 2006; Sri Lakshmi y Banerjee, 2019; Lana et al., 2020).

3.4. Relocalización y obtención de mecanismos focales por primeras polaridades para sismos de magnitud $M_c \geq 4$

El Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra (INICIT) de la UMSNH instaló una estación sismológica temporal, UM05, en el pueblo de Nahuatzen, Michoacán (19.65°N, 101.92°O) a inicios del año 2020. Esto se hizo con el fin de estudiar con mayor detalle los eventos sísmicos reportados por el SSN a finales del 2019.

La estación UM05 estuvo conformada por un sensor de banda ancha Trillium Compact PostHole 120s, con digitalizador dataCube3. Así mismo, esta estación formó parte de la red de estaciones instaladas en conjunto con el Servicio Sismológico Nacional (SSN), el Instituto de Geofísica (IG), el Centro de Geociencias de la UNAM (CGEO), la Red sísmica Telemétrica del estado de Colima (RESCO), Protección Civil y CENAPRED (ver figura 3.7) que detectaron los sismos más grandes a inicios de 2020.

Durante el período de operación de la estación sísmica UM05, fueron registrados 4 sismos con magnitud de coda $M_c \geq 4$ en el mes de febrero del 2020. El primer evento ocurrió el día 11 a las 07:31:56.50 (hora UTC); el segundo sismo el día 12 y con un tiempo de origen a las 06:16:00.70; el tercero el día 14 a las 02:16:40.8 y el cuarto evento tuvo lugar el día 19 a las 08:05:17.40. La figura 3.8 muestra la localización de las estaciones más cercanas a los epicentros de los sismos ocurridos.

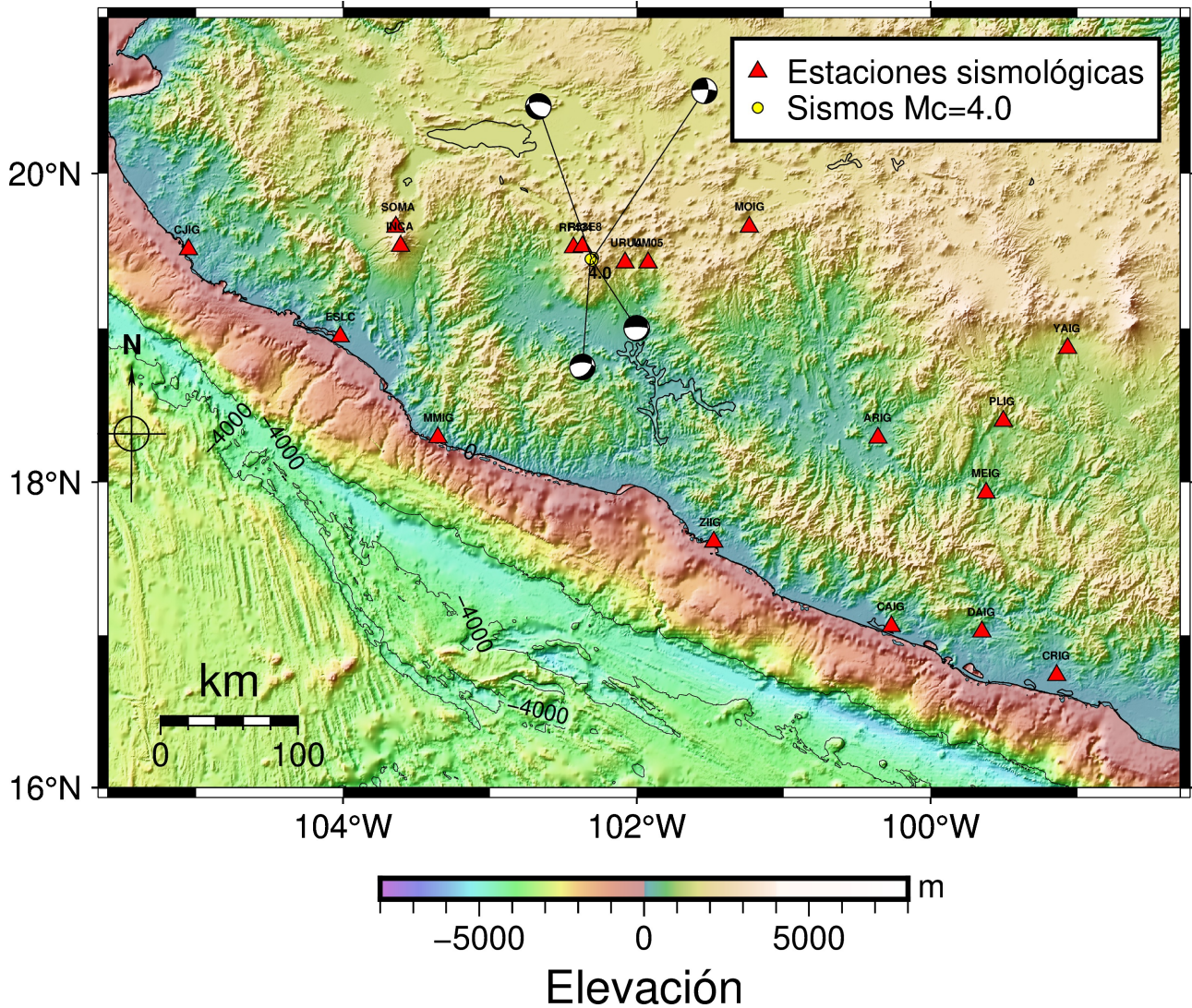


Figura 3.7: Estaciones sismológicas operadas por la UMSNH, SSN, CGEO, CENAPRED y RESCO que registraron los sismos $M_c \geq 4.0$.

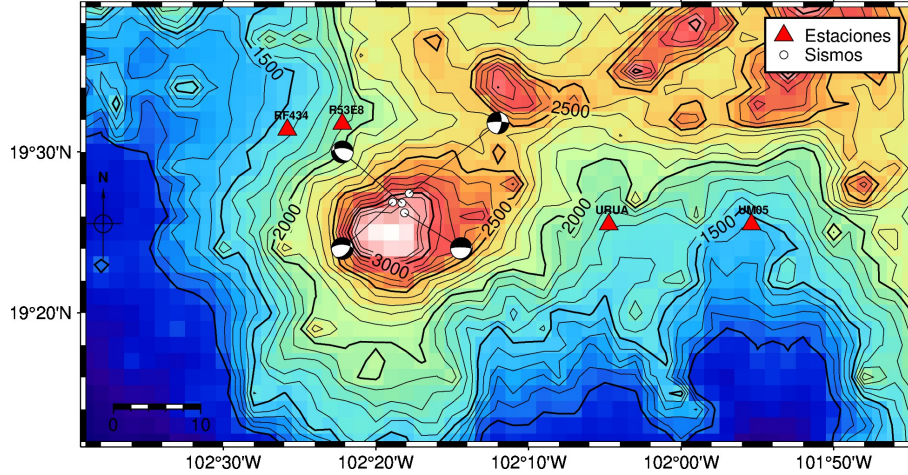


Figura 3.8: Estaciones más cercanas a los epicentros de los sismos $M_c \geq 4$. URUA, estación sismológica de Uruapan; UMO5 estación del INICIT; RF4343 y R53E8 estaciones raspberry shape.

Gracias a una mayor distribución y cobertura de estaciones sismológicas fue posible realizar la relocalización de los sismos de mayor magnitud obteniendo un menor grado de incertidumbre que en las localizaciones reportadas por el SSN. Para llevar a cabo esta tarea se utilizó el programa SEISAN que permite identificar los arribos de onda “P” y “S” en los distintos sismogramas registrados por las estaciones y, a partir de la selección de las fases (en función del tiempo de arribo de las ondas sísmicas a cada estación), se determina la localización hipocentral de los sismos. La relocalización de los eventos sísmicos se presenta en el cuadro 3.1.

Cuadro 3.1: Relocalización de los eventos sísmicos

Fecha	Hora UTC	Latitud	Longitud	M_c	Profundidad (km)
11-02-2020	07:31:56.50	19.457	-102.29	4.0	16.8
12-02-2020	06:16:00.70	19.449	-102.3050	4.0	17.8
14-02-2020	02:16:40.80	19.437	-102.302	4.0	17.9
19-02-2020	08:05:17.40	19.448	-102.315	4.0	16.4

Finalmente, para determinar la solución al plano de falla se utilizó el software *Focmec*, que es un software de acceso libre escrito en Fortran y se encuentra integrado dentro del ambiente de SEISAN. *Focmec* toma como datos de entrada las polaridades de los primeros arribos de onda P identificados en las distintas estaciones localizadas en diferentes puntos alrededor de la falla. Como resultado de la configuración de las estaciones sísmicas alrededor del sismo, se pueden registrar: arribos “Up”(si el material es comprimido) o “Down”(si el material esta siendo dilatado; p. ej. figura 3.9).

Posteriormente, el software solicita al usuario incluir el número de errores de polaridad permitidos, (1 en nuestro caso por contar con buenas observaciones). Además, solicita el intervalo aceptable para las desviaciones entre las relaciones de amplitud observadas y calculadas (0.2 por defecto es un buen valor). Por último, es necesario ingresar la precisión de la búsqueda. Tomando estos criterios, el algoritmo calcula todas las soluciones posibles que mejor se ajustan a los criterios de selección por el usuario (Snoke et al., 2003).

Como resultado del proceso descrito, se obtienen todas las posibles soluciones aceptables y el gráfico de esfera focal basado en los datos de entrada y finalmente es el usuario quien determina cuál es la solución que se ajusta a las características regionales y locales del área en estudio. Las posibles soluciones a los mecanismos focales se presentan en la sección 4.4.

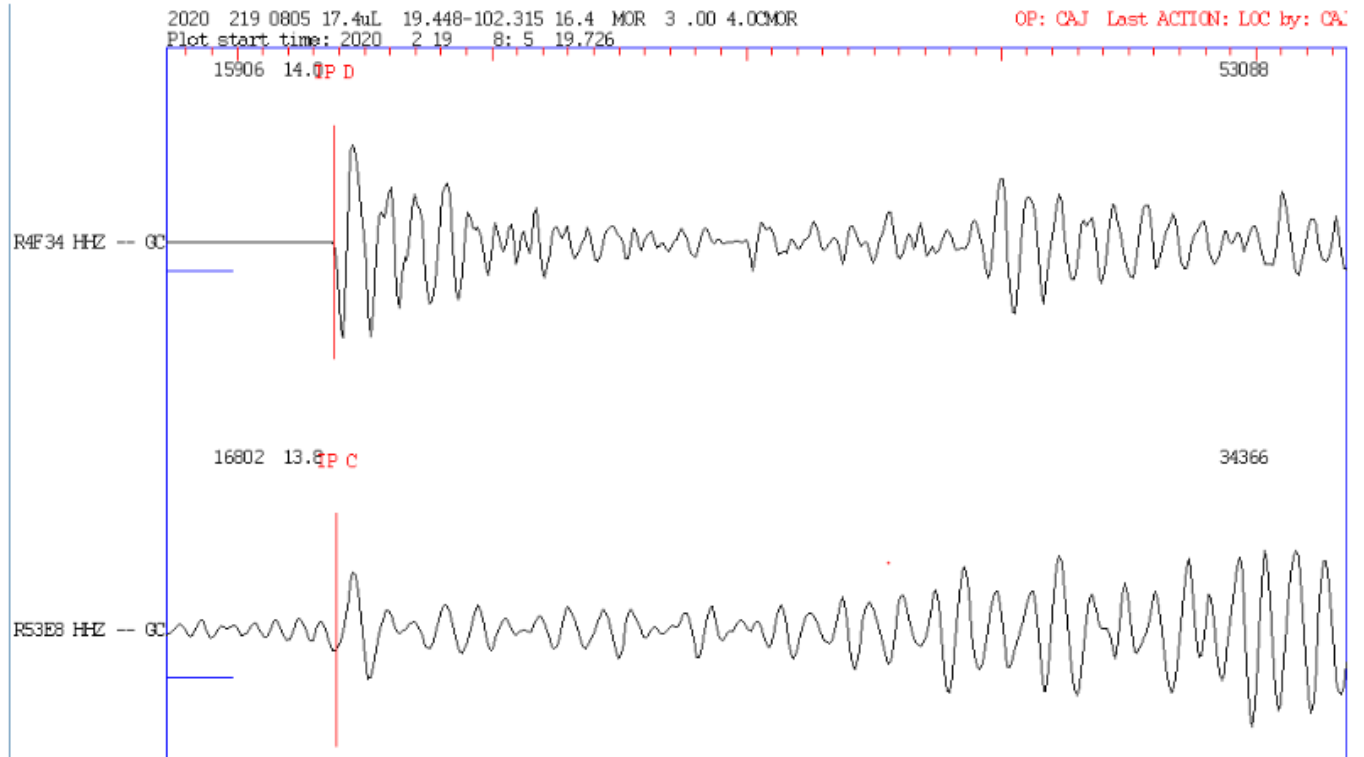


Figura 3.9: Arribos de onda “P” registrados en dos estaciones diferentes para el sismo ocurrido el día 19 de febrero. El arribo a la estación RF434 se aprecia que corresponde a uno dilatación (“Down”), mientras que en la estación R53E8 es de compresión (“UP”).

CAPÍTULO 4

RESULTADOS

4.1. Calibración de la metodología fractal para el análisis de la serie de tiempo interevento

A partir de la metodología discutida en la sección 3.1, se desarrolló la serie de tiempo interevento para los enjambres sísmicos reportados en Uruapan entre enero-marzo de 2020 y mayo-septiembre de 2021 (ver figura 4.1). En la figura 4.1 se observa la variación temporal del tiempo interevento graficado en escala *logarítmica*, esto es debido a que existen diferentes escalas de tiempo de ocurrencia (tiempos interevento muy cercanos por la actividad de los enjambres o muy grandes por la sismicidad de fondo). El gráfico de tiempo interevento permite observar la sismicidad de fondo, los enjambres sísmicos y de nuevo la sismicidad de fondo cuando el enjambre sísmico termina. Para el primer enjambre es posible apreciar que registró un mayor número de sismos $M_s \geq 3.0$ (observar mayor densidad de líneas verticales rojas).

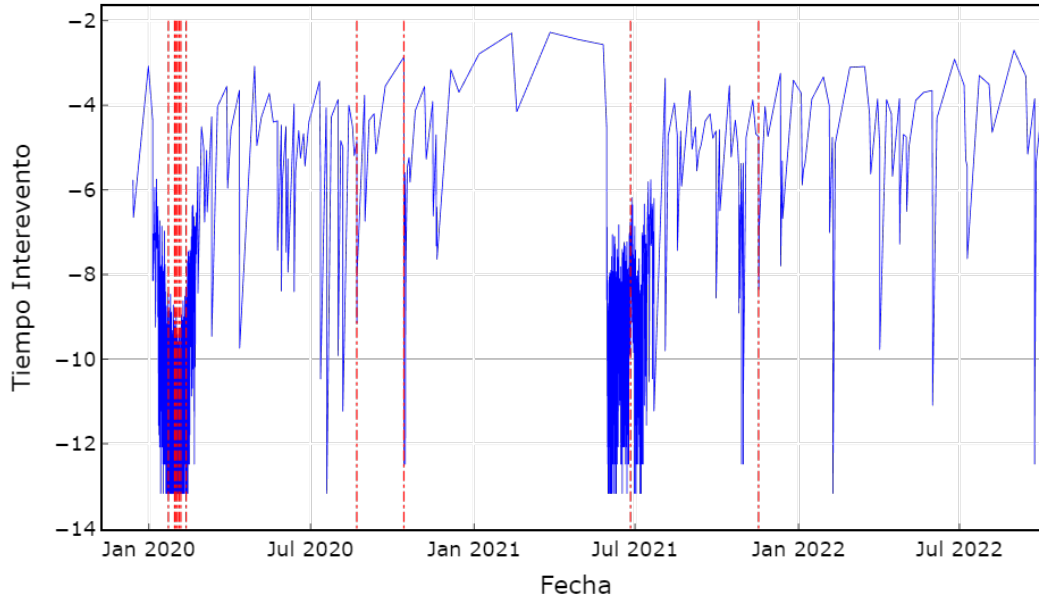


Figura 4.1: Logaritmo del tiempo interevento para la sismicidad de fondo y los enjambres sísmicos de enero-marzo de 2020 y mayo-septiembre 2021 (línea continua azul). Las líneas verticales en rojo indican los sismos de magnitud $M_s \geq 3.0$ registrados en el catálogo.

Debido a la ocurrencia de eventos $M_c \geq 4.0$, se realizó un corte a la ventana temporal de la serie de tiempo interevento del primer enjambre ocurrido entre enero-marzo de 2020. Estos eventos $M_c \geq 4.0$, desde el punto de vista físico y geológico, fueron propiciados por un cambio en el régimen de esfuerzos (ver figura 3.6), donde las máximas variaciones de valor b se registraron para el primer enjambre.

Lo anterior tuvo como consecuencia una alteración en los esfuerzos produciendo la reactivación de los sistemas de fracturamiento existentes, que posteriormente funcionarían como válvulas de escape para que el material magmático se desplace y modifique los sistemas de esfuerzos de la zona. En el gráfico 4.2 se muestra el corte de la serie de tiempo interevento en los días que ocurrieron los sismos $M_c \geq 4.0$ y su respectivo mecanismo focal.

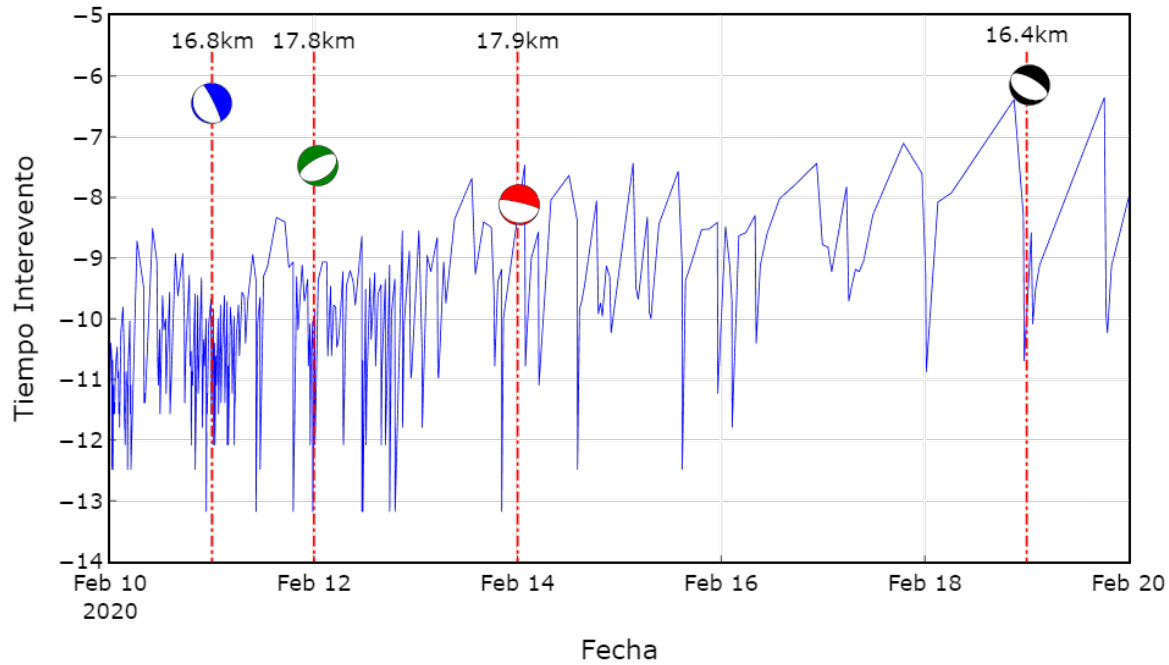


Figura 4.2: Serie interevento con la identificación de los sismos $M_c \geq 4.0$ y su respectivo mecanismo focal. El valor señalado en la parte superior corresponde a la profundidad del evento. El sismo del día 11 podría deberse a una falla oblicua principalmente normal definida por rumbo de 334° y un ángulo de deslizamiento de -89° . Para el día 12 su mecanismo focal está asociado a una fallaamiento normal con rumbo de 180° . El sismo del día 14 está asociado con una falla normal con rumbo de 283° . El evento del día 19 está asociado a una falla normal con rumbo de 300° .

Por otra parte, con el análisis de rango reescalado, R/S , discutido en la sección 3.1, se determinó que al analizar la serie de tiempo interevento de manera completa (figura 4.3) se identifica una serie *antipersistente*. Esto se concluye debido a que el exponente de Hurst (para toda la serie) es $H = 0.102$. Con el mismo análisis, R/S , se obtuvo el valor de la dimensión fractal $D = 1.898$ y una desviación estándar $SD = 0.0133$.

El hecho de que el valor de la dimensión fractal sea alto ($D \approx 2.0$) indica la evidencia de fuerzas externas que están actuando sobre el área y se encuentran asociados a fracturas; también que los epicentros de los sismos se encuentran distribuidos de forma homogénea en un espacio de incrustación bidimensional (Sri Lakshmi y Banerjee, 2019).

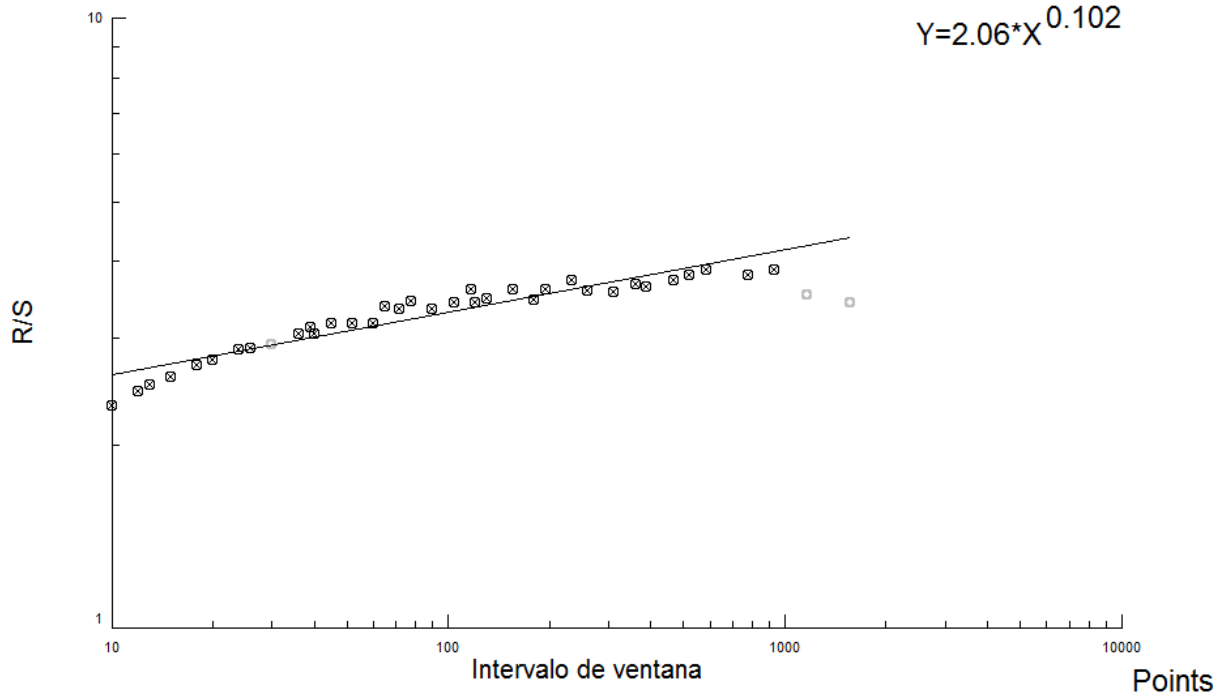


Figura 4.3: Análisis de rango reescalado (R/S) de la serie temporal completa. Los resultados de la técnica brindaron un exponente de Hurst $H = 0.102$, $D = 1.898$ y $SD = 0.0133$.

En la figura 4.4 se puede apreciar la variación temporal del exponente de Hurst. En la que se pueden observar claras variaciones en el valor del exponente H , donde las fluctuaciones más intensas están correlacionadas a la presencia de los dos enjambres sísmicos caracterizados en la serie de tiempo interventor 4.1. Así mismo, las variaciones en el exponente de Hurst, H , indican que durante la ocurrencia de un enjambre sísmico la serie transita a un periodo de *persistencia*, $H > 0.5$; regresando a un periodo de *antipersistencia* inicial, $H < 0.5$, hasta el inicio del segundo enjambre sísmico. Este comportamiento sugiere la necesidad de emplear más de un exponente de escalamiento para analizar la serie temporal de manera más precisa.

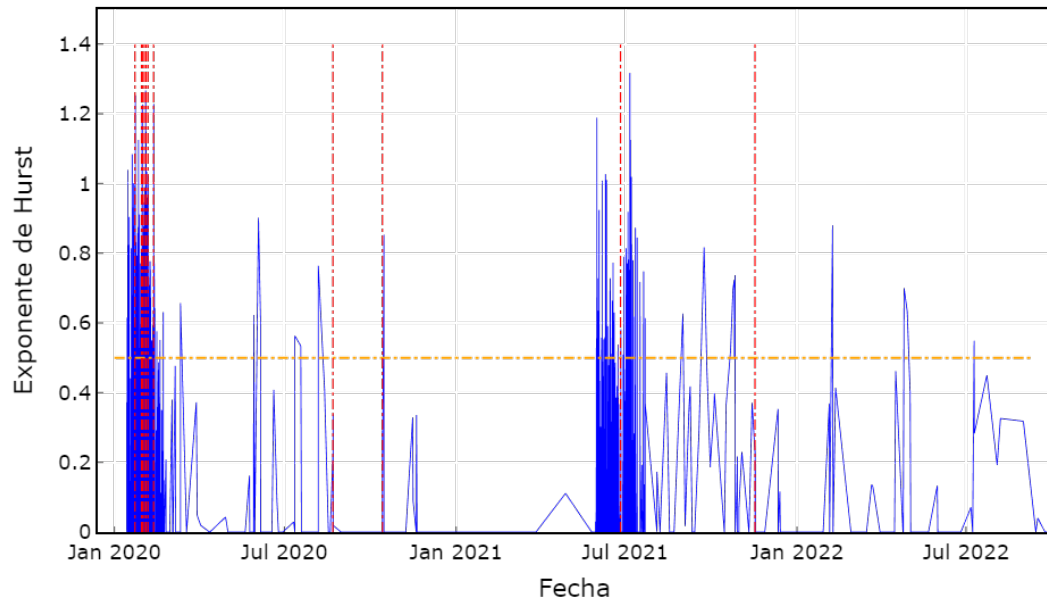


Figura 4.4: Evolución temporal del exponente de Hurst. Las líneas verticales rojas indican los sismos de magnitud $M_s \geq 3.0$ y la línea horizontal naranja indica un valor de $H = 0.5$.

4.2. Exponente de Hölder: caracterización temporal de los enjambres sísmicos

Con la metodología MF-DFA (Kantelhardt et al., 2002), discutida en la sección 3.3, se caracterizó la multifractalidad de la serie de tiempo interevento asociada a los dos enjambres sísmicos reportados por el SSN entre enero-marzo de 2020 y mayo-septiembre de 2021 (ver gráfico 4.5).

En la figura 4.5 se muestra la evolución temporal del exponente de Hölder, α , y la sismicidad del catálogo. Es posible identificar una correlación positiva entre el exponente de Hölder y la ocurrencia de los enjambres sísmicos. Además, el exponente de Hölder es de suma relevancia porque tiene la capacidad de identificar el instante temporal en el que ocurren los cambios estructurales en la serie de tiempo y en este caso son consecuencia de la ocurrencia de los enjambres.

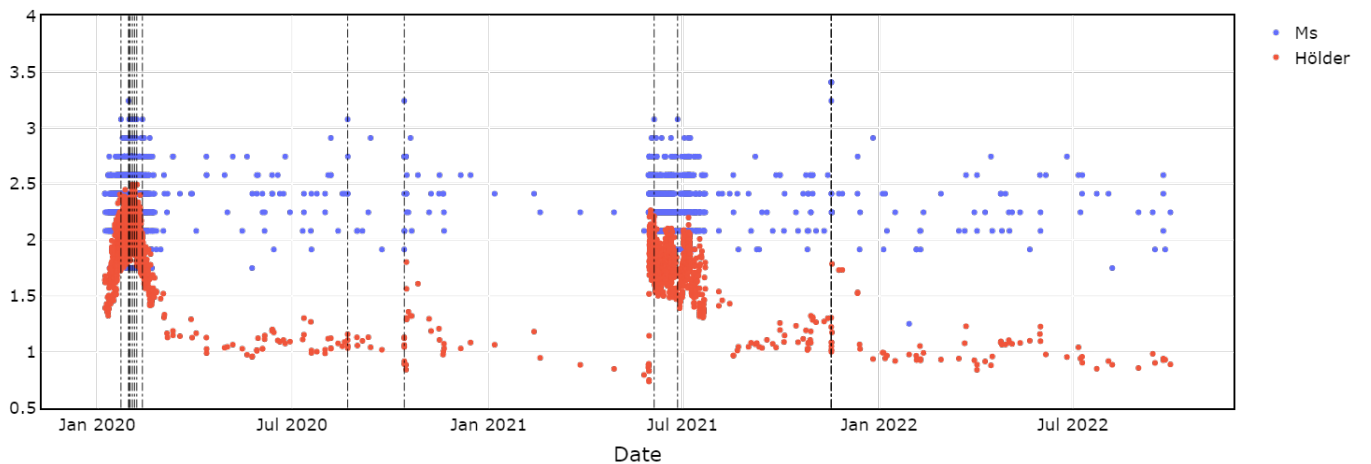


Figura 4.5: Evolución temporal del exponente de Hölder y sismicidad del catálogo. Se puede apreciar la correlación entre la influencia de los enjambres sísmicos sobre el exponente de Hölder. Las líneas punteadas señalan los sismos $M_s \geq 3.0$

El gráfico $f(\alpha)$ vs. α (figura 4.6) es el espectro multifractal asociado a la serie de tiempo interevento. En este gráfico se destaca la presencia de dos curvas cóncavas sesgadas a la derecha, lo que indica que la serie temporal tiene una estructura multifractal sensible a fluctuaciones locales de pequeña magnitud (Sri Lakshmi y Banerjee, 2019). Además, la segunda curva tiene un notable incremento en la dimensión fractal ($f(\alpha)$) para los diferentes subconjuntos de la serie asociados a la misma fuerza de singularidad α y un ancho fractal mayor respecto a la primera curva.

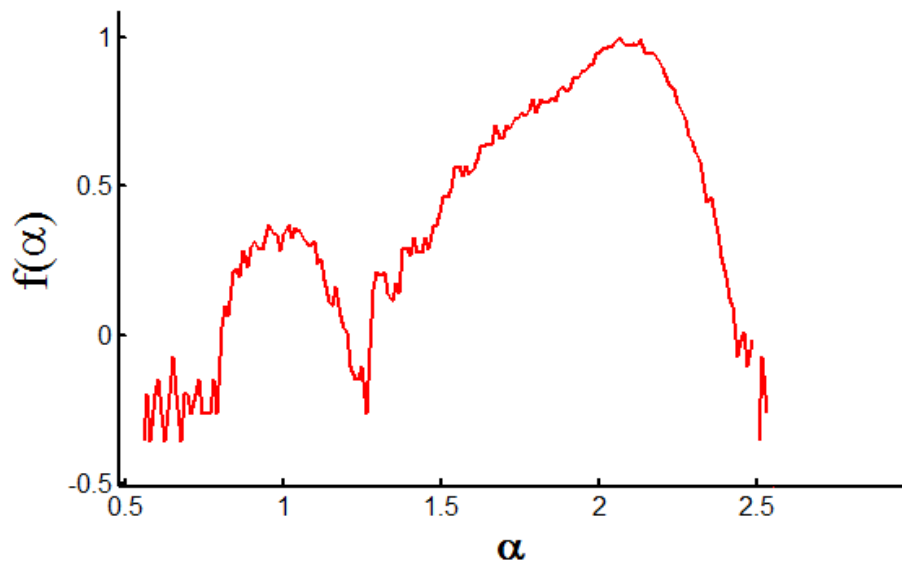


Figura 4.6: Espectro multifractal de la serie de tiempo interevento graficada en la figura 4.6.

4.3. Análisis de los mecanismos focales de los sismos

$$Mc \geq 4.0$$

A partir de la obtención de los mecanismos focales, por el método de primeras polaridades discutido en el capítulo 2, se obtuvo que los sismos $Mc \geq 4.0$ están asociados a los sistemas de fallas de tipo normal con direcciones NE-SO y NO-SE presentes en la zona (ver figura 4.7).

El primer sismo ocurrido el día 11 de febrero de 2020, de magnitud $Mc = 4.0$ y profundidad de 16.8 km estaría relacionado al sistema de fallas con dirección *NO-SE*. Posiblemente el mecanismo sea principalmente de falla normal con componente lateral izquierda por lo que se trata de una falla oblicua, con el siguiente rango de soluciones a su plano de falla definido por rumbos (strikes) entre $\phi = 30^\circ$ a 44° , inclinaciones (dips) entre $\delta = 71^\circ$ a 84° y ángulos de deslizamiento (slip angle o rake) entre $\lambda = -29^\circ$ a -39° . Otra solución posible encontrada para este evento es aquella con rumbo $\phi = 334^\circ$, inclinación $\delta = 80^\circ$ y un ángulo de deslizamiento $\lambda = -89^\circ$.

El segundo sismo que ocurrió el día 12 de febrero de 2020, con magnitud $Mc = 4.0$ y una profundidad de 17.8 km. El mecanismo focal de este evento esta asociado a una falla normal y con un plano de falla definido por los siguientes rangos de soluciones: rumbos $\phi = 180^\circ$ a 240° , inclinación $\delta = 60^\circ$ y slip $\lambda = -89^\circ$.

El tercer evento que ocurrió el día 14 de febrero de 2020, con magnitud $Mc = 4.0$ y una profundidad de 17.9 km, presenta un mecanismo focal principalmente de falla normal con dirección *NO-SE* y un plano de falla definido por rumbos en el rango de $\phi = 283^\circ$ a 357° , inclinaciones en el rango de $\delta = 66^\circ$ a 80° y slip en el rango de $\lambda = -26^\circ$ a -89° . Probablemente ocurrió sobre la falla San Juanico-Buenavista (Pacheco et al., 1999; Gómez-Calderón et al., 2021).

El último sismo tuvo lugar el día 19 de febrero de 2020, con magnitud $M_c = 4.0$ y una profundidad de 16.4 km. El mecanismo focal de este evento fue principalmente de falla normal y solo se encontró una posible solución a su plano de falla definida por rumbo $\phi = 300^\circ$, inclinación $\delta = 60^\circ$ y slip $\lambda = -89^\circ$.

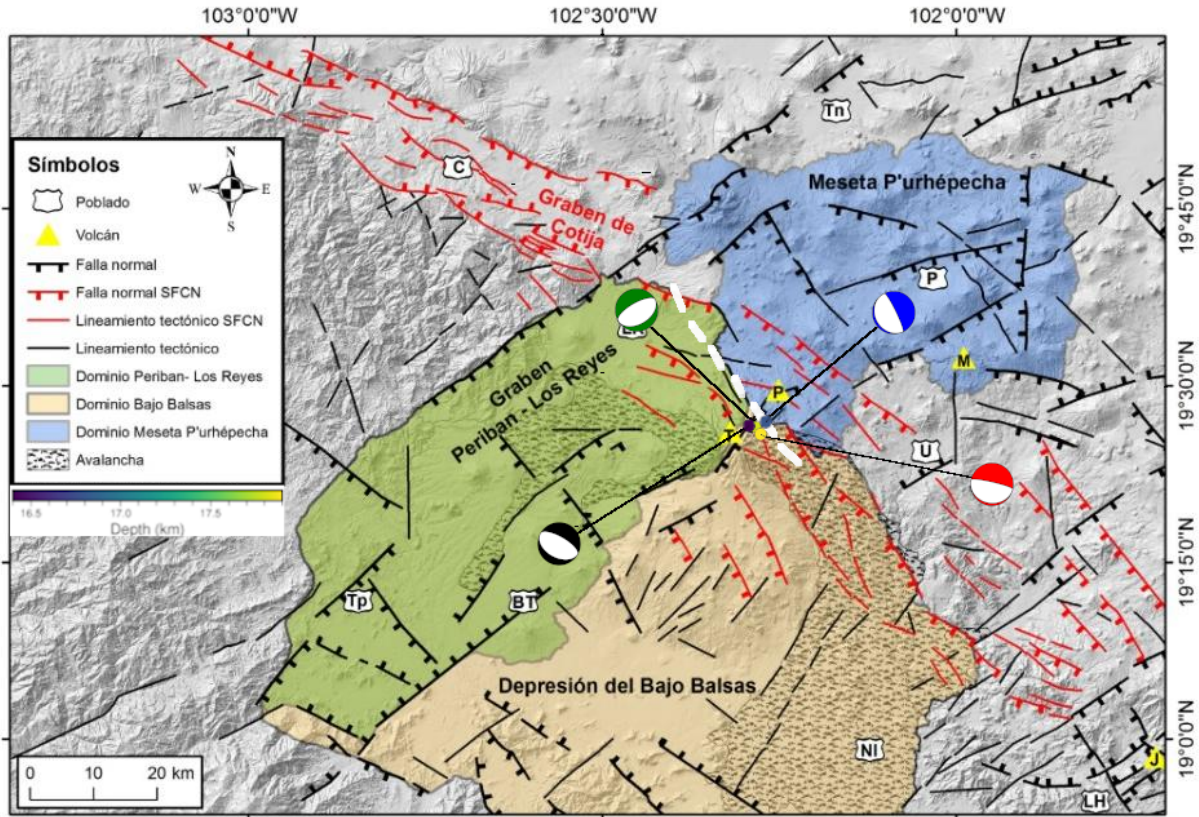


Figura 4.7: Mapa donde se muestran los epicentros y mecanismos focales para los 4 eventos $M_c \geq 4.0$. La línea punteada blanca corresponde a la falla San Juanico-Buenavista. C: Cotija; BT: Buenavista de Tomatlán; Tp: Tepalcatepec; LR: Los Reyes; Tn: Tangancícuaro; U: Uruapan; NI: Nueva Italia; LH: La Huacana. Volcanes: T: Tancítaro; P: Parícutin; M: Metate; J: Jorullo. Modificado de Gómez-Calderón et al., (2021).

CAPÍTULO 5

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

5.1. Discusión y Conclusiones

Para realizar un análisis detallado de la sismicidad de los enjambres de Uruapan, Mich., ocurridos entre enero-marzo de 2020 y mayo-septiembre de 2021, se construyó un catálogo sísmico a partir de los datos obtenidos de las estaciones operadas por el SSN, INICIT, CGEO y RESCO. El catálogo cuenta con un total de 4939 sismos que fueron homogeneizados a magnitud de ondas superficiales, M_s , y las profundidades de los eventos se restringieron a 40 km con el fin de descartar los sismos intraplaca.

A partir del catálogo sísmico organizado en este trabajo, se determinó una magnitud de completitud $M_c = 2.2$ (ver figura 3.5). Por su parte, al contar con un número mayor de eventos (4939) y una ventana de tiempo más amplia (enero de 2021 a septiembre de 2022) se determinó un valor de $b = 2.08 \pm 0.03$, el cual es similar a otros valores b expuestos en la literatura para distintas zonas volcánicas alrededor del mundo (Wyss et al., 1997, 2001; Pinzón et al., 2017).

El análisis de la serie de tiempo interevento por medio de la geometría fractal, demostró ser una herramienta reveladora de los cambios en la dinámica de la sismicidad causada por los enjambres. Por medio del análisis de rango reescalado, R/S, se determinó un exponente de Hurst $H = 0.102$, el cual indica que la serie de tiempo interevento total presenta *anti-persistencia*. Por otra parte, al analizar las variaciones temporales del exponente de Hurst, se encontró que durante cada enjambre sísmico se presentaron periodos de *persistencia* hasta la culminación de cada uno.

El análisis del exponente de Hölder, α , permitió cuantificar la complejidad de la serie de tiempo interevento asociada a los enjambres. El calculo del espectro multifractal (figura 4.6) sugiere que la serie bajo estudio tiene un estructura multifractal sensible a fluctuaciones locales de pequeña magnitud (ver figura 4.5).

De los análisis de multifractalidad, para el exponente de Hurst y Hölder, se determinó que las fluctuaciones en los parámetros fractales estuvieron asociadas a los dos enjambres sísmicos ocurridos. Este hecho sugiere que este tipo de estudios podrían funcionar como sistemas de alerta temprana. En este sentido, Monterrubio-Velasco et al. (2020) demostró que algunas fluctuaciones altas para la sismicidad registrada en Canterbury Nueva Zelanda, estuvieron asociadas a enjambres sísmicos de magnitud moderada. Por lo que basados en los resultados de la estructura multifractal de la actividad sísmica se podrían presentar avances en la predicción de eventos y mitigar sus efectos destructivos.

Desde el punto de vista geológico, los valores altos en b , $b = 2.08$, y en la dimensión fractal, $D = 1.898$, evidencian la presencia de fuerzas externas que se encuentran actuando sobre el área. Además, $D \approx 2$ indica que los epicentros de los sismos se encuentran distribuidos de forma homogénea (Sri Lakshmi y Banerjee, 2019) sobre los sistemas de falla normal existentes en la zona, como lo sugiere la interpretación de los mecanismos focales obtenidos.

Por otra parte, el análisis de la serie de tiempo interevento por medio de la geometría fractal, mostró ser una herramienta reveladora de los cambios en la dinámica de la sismicidad presente en el catálogo. Ya que es posible encontrar intercalaciones entre las etapas de la evolución del logaritmo del tiempo interevento: 1) sismicidad de fondo y 2) sismicidad asociada a cada enjambre.

Los dos enjambres analizados en este trabajo están asociados con los patrones de sismicidad reportados en la literatura por Pacheco et al. (1999); Gardine et al. (2011); Pinzón et al. (2017); Gómez-Calderón et al. (2021), ya que se determinaron dos distribuciones epicentrales preferenciales de los eventos:

- La primera sigue una orientación NE-SO, posiblemente asociada al paso de fluidos (como agua y/o magma) que aprovechan la distribución de las zonas de mayor debilitamiento para migrar a través de estas y activar las fallas locales (Pacheco et al., 1999).
- La segunda dirección preferencial NO-SE, que es la misma dirección que sigue la falla San Juanico-Buenavista (falla oblicua lateral izquierda) y que forma parte del sistema de fallamiento regional Chapala-Oaxaca, en la que ha sido reportada sismicidad anteriormente (Pacheco et al., 1999; Gardine et al., 2011; Pinzón et al., 2017; Gómez-Calderón et al., 2021).

Por otra parte, la mayor concentración en profundidad de los hipocentros se localizó entre los 10 *km* y los 22.5 *km*, habiendo una gran acumulación de eventos a los 15 *km* (ver figura 3.4). Estas profundidades concuerdan con las reportadas por Gómez-Calderón et al. (2021), quien a partir de la sismicidad reportada por el SSN en el año 2020 propone distintas estructuras por las que posiblemente los distintos fluidos se encontraban migrando (lateralmente o hacia la superficie) y causando sismicidad.

Los 4 sismos $M_c \geq 4.0$, registrados por la estación UM05, se relocalizaron a partir de las grabaciones de las estaciones más cercanas a los epicentros y se obtuvieron localizaciones hipocentrales con errores $< 10\%$. En cuanto a los mecanismos focales obtenidos, el método por primeras polaridades demostró ser suficiente para determinar la solución de los planos de falla de los eventos.

Para los cuatro eventos, basados en las soluciones de los mecanismos focales y morfología del área, se determinó que estuvieron asociados principalmente con fallamiento normal por contar con un ángulo de deslizamiento (slip) $\lambda = -89^\circ$.

5.2. Recomendaciones

Los resultados de este trabajo son un ejemplo de la importancia de la combinación de distintas herramientas matemáticas y de la importancia de la implementación de redes sísmicas locales aplicados a futuros estudios de riesgo sísmico en la zona. Este tipo de análisis pueden apoyar en la toma de decisiones ante la presencia de más enjambres sísmicos y el posible nacimiento de un volcán. Esto se concluye de los estudios de Monterrubio-Velasco et al. (2020), ya que los evidentes cambios en los exponentes, Hurst y Hölder, funcionarían como una alerta temprana ante la posible generación de enjambres sísmicos o sismos de gran magnitud.

Sin embargo, para poder tener resultados más precisos es necesario un monitoreo permanente y con mayor detalle de los futuros eventos sísmicos. Además, es necesaria la implementación de distintas técnicas de prospección geofísica que permitan caracterizar las diferentes estructuras que existen en el subsuelo de esta zona. Por ejemplo, la implementación de estudios de resistividad eléctrica, magnetometría y gravimetría, ayudarían a caracterizar e interpretar el tipo de estructuras presentes la zona y que podrían ser los canales por los que el material magmático se encuentra fluyendo y causando parte de la sismicidad registrada.

Finalmente, se sugiere la implementación un mayor número de estaciones sísmicas permanentes para monitorear la actividad sísmica de la región, y como consecuencia contar con un mayor número para determinar el origen de los sismos de manera precisa.

Referencias

- Bak, P., Christensen, K., Danon, L., y Scanlon, T. (2002). Unified Scaling Law for Earthquakes. *Physical Review Letters*, 88(17), 4. doi: 10.1103/PhysRevLett.88.178501
- Buldyrev, S., Dokholyan, N., Goldberger, A., Havlin, S., Peng, C.-K., Stanley, H., y Viswanathan, G. (1998). Analysis of DNA sequences using methods of statistical physics. *Physica A: Statistical Mechanics and its Applications*, 249(1-4), 430–438. doi: 10.1016/S0378-4371(97)00503-7
- Cliff Frohlich, y Scott D. (1993). Teleseismic b values; Or, much ado about 1.0. *Journal of Geophysical Research*, 98, 631–644. doi: 10.1029/92jb01891
- Corral, Á. (2004). Long-Term Clustering, Scaling, and Universality in the Temporal Occurrence of Earthquakes. *Physical Review Letters*, 92(10), 10–13. doi: 10.1103/PhysRevLett.92.108501
- Efron, B. (1979). Bootstrap Methods: another look at the Jackknife. *The Annals of Statistics*, 7(1), 701–726.
- Efron, B. (1993). An introduction to the bootstrap. *Monographs on Statistics and Applied Probability*, 57(1989), 436.
- Figueroa-Soto, A. G. (2009). *Análisis de tiempo interevento en secuencias de réplicas para la identificación de estados de relajación del esfuerzo* (Tesis de Maestría). Universidad Nacional Autónoma de México.
- Figueroa-Soto, A. G. (2014). *Modelación espacio temporal de los procesos de relajación del esfuerzo para secuencias de réplicas* (Tesis de Doctorado). Universidad Nacional Autónoma de México.
- Gardine, M., West, M. E., y Cox, T. (2011). Dike emplacement near Parícutin volcano, Mexico in 2006. *Bulletin of Volcanology*, 73(2), 123–132. doi: 10.1007/s00445-010-0437-9
- Garza-Girón, R., Brodsky, E. E., Spica, Z. J., Haney, M. M., y Webley, P. W. (2023). Earthquakes record cycles of opening and closing in the enhanced seismic catalog of

- the 2008 Okmok Volcano, Alaska, eruption. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. doi: 10.1029/2023JB026893
- Goltz, C. (1997). Fractal and chaotic properties of earthquakes. En C. Goltz (Ed.), *Fractal and chaotic properties of earthquakes*. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg. doi: 10.1007/BFb0028316
- Gómez-Calderón, A. (2018). *Relación morfológica y estructural del vulcanismo mono/poligenético en la porción sureste del Campo volcánico Michoacán Guanajuato* (Tesis de licenciatura). Universidad Nacional Autónoma de México.
- Gutenberg, B. (1945a). Amplitudes of p, pp, and s and magnitude of shallow earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 35(2), 57–69. doi: 10.1785/BS-SA0350020057
- Gutenberg, B. (1945b). Amplitudes of surface waves and magnitudes of shallow earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 35(1), 3–12. doi: 10.1785/BS-SA0350010003
- Gutenberg, B., y Richter, C. (1955). Magnitude and energy of earthquakes. *Nature*, 176(4486), 795–795. doi: 10.1038/176795a0
- Gutenberg, B., y Richter, C. F. (1954). *Seismicity of the earth (and associated phenomena)*. Princeton University Press, Princeton. doi: 10.1126/science.121.3146.562.c
- Gómez-Calderón, D. A., Soria-Caballero, D. C., y Corona-Chávez, P. (2021). Tectónica y sismicidad en la Región Volcánica Parícutín - Tancítaro, Michoacán, México. *Ciencia Nicolaita*(82). doi: 10.35830/cn.vi82.556
- Hainzl, S., Scherbaum, F., y Beauval, C. (2006). Estimating background activity based on interevent-time distribution. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(1), 313–320. doi: 10.1785/0120050053
- Hasenaka, T., y Carmichael, I. S. (1985). The cinder cones of michoacán—guanajuato, central mexico: Their age, volume and distribution, and magma discharge rate. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 25(1-2), 105–124. doi: 10.1016/0377-

0273(85)90007-1

- Havskov, J., Voss, P. H., y Ottemöller, L. (2020). Seismological observatory software: 30 yr of SEISAN. *Seismological Research Letters*, 91(3), 1846–1852. doi: 10.1785/0220190313
- IMPLAN, G. m. d. U. (2019). *Atlas de peligros y/o riesgos del municipio de uruapan 2019* (Inf. Téc.). <https://implanuruapan.gob.mx/portfolio-item/atlas-de-riesgos-uruapan-2019/>: IMPLAN URUAPAN.
- Ishimoto, M., y Ida, K. (1939). Observations of earthquakes registered with the microseismograph constructed recently. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 17, 443–478.
- Kale, M., y Butar, F. (2005). Fractal Analysis of Time Series and Distribution Properties of Hurst Exponent. *Journal of Mathematical Sciences & Mathematics Education*, 5(1), 8-19.
- Kantelhardt, J. W., Zschiegner, S. A., Koscielny-Bunde, E., Havlin, S., Bunde, A., y Stanley, H. (2002). Multifractal detrended fluctuation analysis of nonstationary time series. *Physica A: Statistical Mechanics and its Applications*, 316(1), 87-114. doi: 10.1016/S0378-4371(02)01383-3
- Kearey, P., Brooks, M., y Hill, I. (2002). *An introduction to geophysical exploration* (Vol. 4). John Wiley & Sons.
- Koscielny-Bunde, E., Bunde, A., Havlin, S., Roman, H. E., Goldreich, Y., y Schellnhuber, H.-J. (1998). Indication of a universal persistence law governing atmospheric variability. *Physical Review Letters*, 81(3), 729. doi: 10.1103/PhysRevLett.81.729
- Kundu, B., Legrand, D., Gahalaut, K., y Gahalaut, V. K. (2012). The 2005 volcano-tectonic earthquake swarm in the andaman sea: Triggered by the 2004 great sumatra-andaman earthquake. *Tectonics*, 31(5).
- Kurokawal, K., Otsukil, K., y Hasenaka, T. (1995). Michoacán-guanajuato region of the mexican volcanic belt. *Geofísica Internacional*, 34(3), 309–320.

- Lana, X., Martínez, D., Serra, C., y Hosseini, A. (2020). Fractal behaviour of distances between consecutive aftershocks: the examples of Landers, Northridge and Hector Mine Southern California mainshocks. *Geosciences Journal*, 24(2), 159–175. doi: 10.1007/s12303-019-0016-9
- Magaña-Ortega, A. M. (2019). *Aplicación de la metrología fractal para la caracterización del fracturamiento en el yacimiento geotérmico de Acoculco, Puebla México* (Tesis de Maestría). Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo.
- Mandelbrot, B. B., y Mandelbrot, B. B. (1982). *The fractal geometry of nature* (Vol. 1). WH freeman New York.
- Martínez, C. G., y González, C. V. (2000). *Actividad sísmica en la zona Parícutín – Tancítaro, Estado de Michoacán* (Inf. Téc.). México: Centro Nacional de Prevención de Desastres.
- Martínez-Medina, M., Soria-Caballero, D. C., Corona-Chávez, P., Gómez-Calderón, D. A., Figueroa-Soto, Á. G., y González Fabián, M. C. (2020). El enjambre sísmico de Michoacán 2020, región volcánica de Parícutín-Tancítaro. *Parícutin, saberes y memoria*, Morevallado editores, 43-70.
- Mendoza-Ponce, A. R. (2012). *Estudio de la estabilidad del valor b para regiones sismotectónicas de México* (Tesis de Maestría). Universidad Nacional Autónoma de México.
- Mogi, K. (1963). Some discussions on aftershocks, foreshocks and earthquake swarms-the fracture of a semi finite body caused by an inner stress origin and its relation to the earthquake phenomena. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 41, 615–658.
- Monterrubio-Velasco, M., Lana, X., Martínez, M. D., Zúñiga, F. R., y Puente, J. d. I. (2020). Evolution of the multifractal parameters along different steps of a seismic activity. The example of Canterbury 2000-2018 (New Zealand). *AIP Advances*, 10(11). doi: 10.1063/5.0010103
- Ossadnik, S., Buldyrev, S., Goldberger, A., Havlin, S., y Stanley, H. (1994). Correlation

- approach to identify coding regions in DNA sequences. *Biophysical Journal*, 67(1), 64–70. doi: 10.1016/S0006-3495(94)80455-2
- Pacheco, J. F., Valdés-González, C., Delgado, H., Singh, S. K., Zuñiga, F. R., Mortera-Gutiérrez, C. A., ... Barrón, R. (1999). Tectonic implications of the earthquake swarm of 1997 in the Michoacan Triangle, Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 12(6), 567–577. doi: 10.1016/S0895-9811(99)00040-1
- Pardo, M., y Suárez, G. (1995). Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B7), 12357–12373. doi: 10.1029/95jb00919
- Peng, C. K., Havlin, S., Stanley, H. E., y Goldberger, A. L. (1995). Quantification of scaling exponents and crossover phenomena in nonstationary heartbeat time series. *Chaos*, 5(1), 82–87. doi: 10.1063/1.166141
- Pinzón, J. I., Núñez-Cornú, F. J., y Rowe, C. A. (2017). Magma intrusion near Volcan Tancítaro: Evidence from seismic analysis. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 262, 66–79. doi: 10.1016/j.pepi.2016.11.004
- Power, J. A., Wyss, M., y 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. doi: 10.1029/98GL00430
- Roman, D. C., y Cashman, K. V. (2006). The origin of volcano-tectonic earthquake swarms. *Geology*, 34(6), 457–460. doi: 10.1130/G22269.1
- Sadegh Movahed, M., y Hermanis, E. (2008). Fractal analysis of river flow fluctuations. *Physica A: Statistical Mechanics and its Applications*, 387(4), 915–932. doi: 10.1016/j.physa.2007.10.007
- 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. doi: 10.1785/BSSA0580010399
- Schorlemmer, D., Wiemer, S., y Wyss, M. (2005). Variations in earthquake-size distribu-

- tion across different stress regimes. *Nature*, 437(7058), 539–542. doi: 10.1038/nature04094
- Scordilis, E. (2006). Empirical global relations converting ms and mb to moment magnitude. *Journal of seismology*, 10, 225–236.
- Snoke, J. A., Lee, W., Kanamori, H., Jennings, P., y Kisslinger, C. (2003). Focmec: Focal mechanism determinations. *International handbook of earthquake and engineering seismology*, 85, 1629–1630. Descargado de <http://ds.iris.edu/pub/programs/focmec/>
- Sri Lakshmi, S., y Banerjee, P. (2019). Dynamic Multifractality of Seismic Activity in Northeast India. *Pure and Applied Geophysics*, 176(4), 1561–1577. doi: 10.1029/95jb00919
- Stein, S., y Wysession, M. (2009). *An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure*. John Wiley & Sons.
- Telesca, L., y Lapenna, V. (2006). Measuring multifractality in seismic sequences. *Tectonophysics*, 423(1-4), 115–123. doi: 10.1016/j.tecto.2006.03.023
- Telesca, L., Lapenna, V., y MacChiato. (2005). Multifractal fluctuations in seismic interspike series. *Physica A: Statistical Mechanics and its Applications*, 354(1-4), 629–640. doi: 10.1016/j.physa.2005.02.053
- Telesca, L., Lapenna, V., y Macchiato, M. (2004). Mono- and multi-fractal investigation of scaling properties in temporal patterns of seismic sequences. *Chaos, Solitons and Fractals*, 19(1), 1–15. doi: 10.1016/S0960-0779(03)00188-7
- Torres-Argüelles, V., Oleschko, K., Tarquis, A., Korvin, G., Gaona, C., Parrot, J.-F., y Ventura-Ramos, E. (2010). Fractal metrology for biogeosystems analysis. *Biogeosciences*, 7(11), 3799–3815. doi: 10.5194/bg-7-3799-2010
- Turcotte, L. (1986). Fractals and Fragmentation. *Journal of Geophysical Research*, 91(5), 1921–1926. doi: 10.1029/jb091ib02p01921
- Universidad Nacional Autónoma de México, S. S. N., Instituto de Geofísica. (2021). *se-*

- cuencia sísmica del 30 de mayo al 3 de septiembre de 2021 Michoacán (m 4.1) (Inf. Téc.). <http://www2.ssn.unam.mx:8080/catalogo/>: Servicio Sismológico Nacional.
- Vere-Jones, D. (2006). The development of statistical seismology: A personal experience. *Tectonophysics*, 413(1-2), 5–12. doi: 10.1016/j.tecto.2005.10.005
- Vere-Jones, D. (2010). Foundations of statistical seismology. *Pure and Applied Geophysics*, 167(6), 645–653. doi: 10.1007/s00024-010-0079-z
- Whalley, W. (1994). Turcotte, dl fractals and chaos in geology and geophysics. *Progres in physical geography*, 18, 473–473. doi: 10.1086/629654
- White, R., y McCausland, W. (2016). Volcano-tectonic earthquakes: A new tool for estimating intrusive volumes and forecasting eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 309, 139–155. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2015.10.020
- Wiemer, S. (2001). A software package to analyze seismicity: ZMAP. *Seismological Research Letters*, 72(3), 373–382. doi: 10.1785/gssrl.72.3.373
- Wiemer, S., y McNutt, S. R. (1997). Variations in the frequency-magnitude distribution with depth in two volcanic areas: Mount st. helens, washington, and mt. spurr, alaska. *Geophysical research letters*, 24(2), 189–192. doi: 10.1029/96GL03779
- Wyss, M., Kuniyiko, y 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. doi: 10.1029/97jb01074
- Wyss, M., Nagamine, K., y Wiemer, S. (2001). Anomalously high b-values in the South Flank of Kilauea volcano, Hawaii: Evidence for the distribution of magma below Kilauea’s East rift zone. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 106(1-2), 23–37. doi: 10.1016/S0377-0273(00)00263-8
- Yokoyama, I., y de la Cruz-Reyna, S. (1990). Precursory earthquakes of the 1943 eruption of Paricutin volcano, Michoacan, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44(3-4). doi: 10.1016/0377-0273(90)90021-7
- Zúñiga, F. R., y Figueroa-Soto, A. (2012). Converting magnitudes based on the temporal

stability of a- and b-values in the Gutenberg-Richter law. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 102(5), 2116–2127. doi: 10.1785/0120110228

Zúñiga, F. R., Suárez, G., Figueroa-Soto, Á., y Mendoza, A. (2017). A first-order seismotectonic regionalization of Mexico for seismic hazard and risk estimation. *Journal of Seismology*, 21(6), 1295–1322. doi: 10.1007/s10950-017-9666-0