



UNIVERSIDAD DEL AZUAY

FACULTAD DE CIENCIA Y TECNOLOGÍA

ESCUELA DE INGENIERÍA CIVIL

**Propuesta metodológica para la obtención de señales sísmicas compatibles con un
espectro objetivo**

Trabajo de Titulación para Obtener el Título de:

INGENIERA CIVIL

Autoras:

ORTIZ JARAMILLO PAOLA DOMENICA

CHÁVEZ PLAZA LAURA SOLANGE

Director:

ING. ESTEBAN CABRERA PH D

Cueca-Ecuador

2024

Dedicatoria

A mis padres, por ser mi refugio y mi mayor inspiración, por acompañarme con todo su amor incondicional en cada paso de mi formación, en los momentos de incertidumbre y en las alegrías de este camino. Su paciencia infinita, sus sabios consejos y esos valores que han sembrado en mí son el cimiento sobre el que he construido este logro y mi proyecto de vida.

A mis hermanos, por ser mis cómplices y mi apoyo inquebrantable, gracias por creer en mí incluso cuando yo dudaba, por empujarme a superarme cada día y por celebrar conmigo cada pequeño triunfo como si fuera suyo. Este logro también es para ustedes.

Este logro no es solo mío, es nuestro, es el resultado de noches de esfuerzo, de momentos difíciles que superamos juntos, y del apoyo incondicional que me ayudó a ver los obstáculos como oportunidades para crecer como persona.

Con el corazón lleno de emoción y gratitud eterna,

Laura Chávez.

Agradecimientos

A Dios, fuente infinita de sabiduría y fortaleza, por guiar mis pasos durante esta enriquecedora etapa, cada desafío superado y cada logro alcanzado ha sido gracias a él.

A mis profesores, por compartir su sabiduría y experiencias que van más allá de lo académico, formándome como profesional y ser humano.

A mis compañeros, hermanos elegidos por el destino, que transformaron las largas jornadas de estudio en momentos inolvidables. Por las risas compartidas en los descansos, por el apoyo en los momentos de presión académica, y por demostrarme que el trabajo en equipo forja amistades para toda la vida.

A la Universidad del Azuay, por brindarme educación de calidad y las herramientas para enfrentar un mundo profesional.

A todos los que, de alguna forma, contribuyeron a que este logro sea posible.

Laura Chávez

Dedicatoria

A mi mami, Judith; a mi papi, Oswaldo; a mi hermana, Liz.

Ustedes son la luz que me sacó de la oscuridad,
mi sostén y alegría para vivir,
mi razón para respirar.

Paola Ortiz.

Agradecimientos

A mi mami, Judith; a mi papi, Oswaldo; a mi hermana, Liz;
por sostener mi vida para alcanzar este logro, con amor inagotable, a pesar de los
obstáculos y carencias.

A mis tías, Elena, Diana, Estela, Gloria y Lourdes, por ser hogar para mí, por haber sido
siempre un hogar para mí, incluso en la distancia.

A mi tutor de trabajo de titulación, Esteban Cabrera, por su valiosa guía para la
realización de este trabajo de titulación.

Paola Ortiz.

Resumen

Este trabajo presenta una propuesta metodológica para obtener señales sísmicas compatibles con un espectro objetivo, para el diseño sismorresistente. Se divide fundamentalmente en dos partes: el algoritmo del método y su aplicación para el caso de estudio que es la ciudad de Cuenca – suelo Tipo C. El método consiste en la selección sucesiva de las señales que cumplen tres criterios: ubicación respecto del sitio de estudio, magnitud del sismo generador y aceleración máxima del suelo (PGA). Para la aplicación del primer criterio se delimitó un área geográfica a través de un polígono definido por las coordenadas de tres sismos de referencia y de la zona de subducción del Ecuador. Para la aplicación del segundo criterio, se descartó todas las señales de sismos con magnitudes inferiores a 4.5 Mw. Para la aplicación del tercer criterio, se descartó las señales cuyo espectro de respuesta no iguala o supera un $PGA = 0.15(g)$.

El método se plasmó en un código de MATLAB, estructurado en tres partes: lectura de señales, generación del espectro medio de respuesta de las componentes horizontales de cada sismo y determinación del error cuadrático medio (ECM) entre el espectro objetivo y el espectro medio de las componentes. Para el caso de estudio, el método se aplicó en con dos catálogos sísmicos: uno del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) y otro de la Red Sísmica del Austro; sin embargo, también se analizó una tercera fuente de estimación de amenaza sísmica: la herramienta R-CRISIS, a través del espectro resultante para la ciudad de Cuenca.

Palabras clave: espectro de respuesta, espectro objetivo, acelerogramas, error cuadrático medio, PGA, Cuenca

Abstract

This study presents a methodological approach to obtain seismic records compatible with a target spectrum for earthquake-resistant design. The work is divided into two main parts: the algorithm of the method and its application to a case study in the city of Cuenca, on type C soil. The method is based on the successive selection of ground motions that meet three criteria: geographic proximity to the study site, earthquake magnitude, and peak ground acceleration (PGA). The geographic area was defined using a polygon based on the coordinates of three reference earthquakes and Ecuador's subduction zone. Events with magnitudes below 4.5 Mw were excluded, as were signals whose response spectra did not reach or exceed a PGA of 0.15 g. The methodology was implemented in MATLAB and consists of three stages: signal input, generation of the average horizontal response spectrum, and calculation of the root mean square error (RMSE) between the target spectrum and the recorded spectra. For the case study, seismic data from the United States Geological Survey (USGS) and the Austro Seismic Network were analyzed, as well as hazard estimates from the R-CRISIS tool, using its resulting spectrum for Cuenca.

Keywords: spectrum, accelerograms, root mean square error, PGA, Ecuadorian Construction Standard.

Índice de contenidos

Índice de contenidos	viii
Índice de tablas	x
Índice de figuras	x
1. Capítulo 1: Peligro sísmico	1
1.1 Fundamentos de la sismología	4
1.1.1 Tipos de ondas sísmicas	4
1.2 Tectónica de placas	7
1.2.1 Tectónica del Ecuador	8
1.3 Peligro sísmico en la NEC	12
1.3.1 Espectro de respuesta	13
1.3.2 Espectro elástico horizontal de diseño en aceleraciones	16
1.3.3 Espectro de diseño inelástico	19
1.3.4 Tipos de análisis estructural que utilizan espectros sísmicos de diseño	20
2. Capítulo 2: Análisis de señales	22
2.1 Acelerogramas	23
2.1.1 Tipos de acelerogramas	23
2.2 Método de selección de los acelerogramas	24
2.2.1 Criterios de selección de acelerogramas	25
• Ubicación – definición del polígono	25
- Terremoto de Esmeraldas de 1906: latitud 0.955°	26
- Zona de subducción en su punto más occidental: longitud -81.71°	27
- Sismo de magnitud 6.1 en Pastaza-Ecuador: longitud -76.22°	28
- Sismo de magnitud 7.5 al noroeste de Moyobamba (Perú): latitud -5.6717	28
• Magnitud	29
• Intensidad	29

•	Error cuadrático medio (ECM)	30
2.2.2	Obtención de los acelerogramas – conformación de los catálogos	31
•	Plataforma IRIS - USGS	32
•	Herramienta R-CRISIS	36
•	Plataforma ITACA 3.0	51
•	Red sísmica del Austro	52
2.3	Tratamiento aplicado a las señales	53
2.3.1	Pretratamiento de los catálogos	53
2.3.2	Corrección y ajuste de señales	54
•	Ajuste de media nula	55
•	Función Tuckey	56
•	Transformada de Fourier y filtro de Butterwood	57
3.	Capítulo 3: Señales compatibles	61
3.1	Algoritmo del Código	61
3.2	Resultados	62
3.2.1	Catálogo USGS	63
3.2.2	Herramienta R-CRISIS	65
3.2.3	Catálogo de la Red Sísmica del Austro	66
3.3	Conclusiones	69
3.4	Recomendaciones	70

Índice de tablas

<i>Tabla 1-1: Nivel de desempeño para cada tipo de sismo esperado</i>	2
<i>Tabla 1-2: Categorías de la escala Magnitud Momento</i>	7
<i>Tabla 1-3: Fuentes de subducción</i>	10
<i>Tabla 1-4: Fuentes sísmicas tipo corticales</i>	11
<i>Tabla 1-5: zonas sísmicas del Ecuador</i>	16
<i>Tabla 1-6: Velocidad de onda de corte Vs30 por tipo de suelo</i>	18
<i>Tabla 1-7: Valores de eta</i>	19
<i>Tabla 2-1: Valores de constantes Ci</i>	48
<i>Tabla 2-2: Estaciones de monitoreo de la Red sísmica del Austro</i>	52
<i>Tabla 3-1: Sismo de las señales seleccionadas con su respectivo ECM</i>	65

Índice de figuras

<i>Figura 1-1: Sistema de fallas Guayaquil – Dolores.</i>	9
<i>Figura 1-2: Bloque Norandino</i>	9
<i>Figura 1-3: Fuentes sísmicas de tipo subducción</i>	10
<i>Figura 1-4: Fuentes sísmicas tipo corticales</i>	11
<i>Figura 1-5: Esquema gráfico de la obtención de un espectro de respuesta</i>	14
<i>Figura 1-6: Zonas sísmicas del Ecuador</i>	17
<i>Figura 1-7: Espectro elástico horizontal de diseño en aceleraciones</i>	18
<i>Figura 2-1: Polígono del área geográfica definida para la selección de los acelerogramas a analizar</i>	25
<i>Figura 2-2: Mapa de isoistas del sismo del 16 abril de 2016</i>	27
<i>Figura 2-3: Mapa sísmico del Perú</i>	28
<i>Figura 2-4: Mapa de ubicación de las estaciones sísmicas de la USGS</i>	33
<i>Figura 2-5: Interfaz de ingreso de parámetros de entrada para la búsqueda en la plataforma IRIS</i>	34
<i>Figura 2-6: Acelerograma sin registro</i>	35

<i>Figura 2-7: Acelerograma con daño</i>	35
<i>Figura 2-8: Componentes horizontales y vertical del acelerograma</i>	36
<i>Figura 2-9: Visualización inicial del programa crisis</i>	37
<i>Figura 2-10: Mapa y ciudad de estudio</i>	38
<i>Figura 2-11: Polígono de fuente 8s</i>	38
<i>Figura 2-12: Polígono de la fuente 9c</i>	38
<i>Figura 2-13: Registros sísmicos sobre las fuentes sismogénicas de subducción</i>	39
<i>Figura 2-14: Fuente Tumaco-Esmeraldas 2s</i>	39
<i>Figura 2-15: Fuente Ibarra 4s</i>	39
<i>Figura 2-16: Fuente Manta 6s</i>	40
<i>Figura 2-17: Fuente Moyobamba 7s</i>	40
<i>Figura 2-18: Fuente Puyo 8s</i>	40
<i>Figura 2-19: Fuente Salinas 9s</i>	40
<i>Figura 2-20: Registros sísmicos en fuentes sísmicas tipo corticales</i>	41
<i>Figura 2-21: Fuente 8s –primera iteración – Mmin 4.5 – Mmax 7.5</i>	42
<i>Figura 2-22: Fuente 8s –segunda iteración – Mmin 4.5 – Mmax 6.2</i>	42
<i>Figura 2-23: Fuente 9c – Mmin 4.5 – Mmax 5.9</i>	43
<i>Figura 2-24: Fuente 9s – Mmin 4.5 – Mmax 5.5</i>	43
<i>Figura 2-25: Interfaz de elección de los modelos de atenuación</i>	44
<i>Figura 2-26: Interfaz para parámetros globales</i>	49
<i>Figura 2-27: Mapa de amenaza sísmica para un periodo estructural de 0.01s</i>	49
<i>Figura 2-28: Mapa de amenaza sísmica para un periodo estructural de 0.05s</i>	49
<i>Figura 2-29: Mapa de amenaza sísmica para un periodo estructural de 0.1s</i>	49
<i>Figura 2-30: Mapa de amenaza sísmica para un periodo estructural de 0.15s</i>	49
<i>Figura 2-31: Mapa de amenaza sísmica para un periodo estructural de 0.3s</i>	50
<i>Figura 2-32: Mapa de amenaza sísmica para un periodo estructural de 0.5s</i>	50
<i>Figura 2-33: Mapa de amenaza sísmica para un periodo estructural de 1s</i>	50
<i>Figura 2-34: Mapa de amenaza sísmica para un periodo estructural de 1.5s</i>	50
<i>Figura 2-35: Mapa de amenaza sísmica para un periodo estructural de 2s</i>	50
<i>Figura 2-36: Mapa de amenaza sísmica para un periodo estructural de 3s</i>	50
<i>Figura 2-37: Espectro resultante del análisis con R-CRISIS, utilizando las fuentes sismogénicas 8s y 9c</i>	51
<i>Figura 2-39: Función Tuckey con el valor de ajuste igual a 0.05</i>	56
<i>Figura 2-40: Función Tuckey con valor de ajuste igual a 0.5</i>	57

<i>Figura 2-41: Efecto de la transformada de Fourier y el filtro de Butterworth, tras el ajuste de media nula.</i>	58
<i>Figura 2-42: Efecto de la transformada de Fourier y el filtro de Butterworth, tras el ajuste de media nula y de la función Tuckey.</i>	59
<i>Figura 2-43: Sismo de Pedernales del 16 de abril de 2016, magnitud 7.8, en las costas de Ecuador.</i>	60
<i>Figura 3-1: Espectros de respuesta del año 2021.</i>	63
<i>Figura 3-2: Espectros de respuesta del año 2019.</i>	63
<i>Figura 3-3: Espectros de respuesta del año 2022.</i>	64
<i>Figura 3-4: Espectros de respuesta del año 2016.</i>	64
<i>Figura 3-7: Espectros de respuesta para la estación Chanlud Base.</i>	67
<i>Figura 3-8: Espectros de respuesta para la estación Chanlud Cima.</i>	67
<i>Figura 3-9: Espectros de respuesta para la estación Mazar Derecha.</i>	68
<i>Figura 3-10: Espectros de respuesta para la estación Mazar base.</i>	68
<i>Figura 3-11: Espectros de respuesta para la estación Daniel Palacios Base.</i>	69

1. Capítulo1: Peligro sísmico

El peligro y la vulnerabilidad son las dos componentes del riesgo; la primera es una amenaza externa y la segunda es una condición propia del cuerpo o sistema, específicamente, de capacidad de respuesta, ante la amenaza (CIIFEN, s.f.).

Cuando se trata de riesgo sísmico, la vulnerabilidad es la susceptibilidad de las estructuras de sufrir daño por la ocurrencia de un determinado sismo, mientras que el peligro es la probabilidad de que ocurra ese sismo. El peligro se estima como el número de veces que un sismo provocará que un parámetro representativo del movimiento del suelo –como la aceleración, la intensidad, la pseudo aceleración espectral– sea alcanzado o superado en un intervalo de tiempo dado (Núñez Iet al., 2015); el parámetro más utilizado es la aceleración máxima del suelo o *Peak Ground Acceleration* (PGA).

La consideración del peligro sísmico se ha venido incorporando paulatinamente en las normativas nacionales de construcción, gracias al avance de la ciencia de los materiales, de la geotectónica y de los métodos numéricos. El objetivo ha sido incorporar los esfuerzos estructurales que generan los eventos sísmicos en el diseño estructural y la construcción, con el fin de que las estructuras mantengan su función de soporte de carga, para un nivel de desempeño específico, después de ocurrir un sismo determinado.

En Ecuador, la Normativa Ecuatoriana de la Construcción (NEC) incorpora los elementos para el diseño sismo-resistente desde 2011, en sus capítulos de Peligro Sísmico (NEC-SE-DS) y Riesgo Sísmico (NEC-SE-RE).

La NEC define al peligro sísmico como la probabilidad de excedencia de movimientos del suelo cuantificados en términos de aceleración, velocidad, desplazamiento, magnitud o intensidad, dentro de un periodo específico de tiempo y en una región determinada.

A la vez, la NEC establece el nivel de desempeño que deben alcanzar las estructuras frente a la ocurrencia de movimientos del suelo provocados por sismos clasificados como menores, moderados, frecuentes y ocasionales, por su probabilidad anual de excedencia, como indica la Tabla 1-1.

Tabla 1-1: Nivel de desempeño para cada tipo de sismo esperado

Sismo	Ocurrencia	Periodo de retorno (T)	Tasa de excedencia por año (1/T)	Probabilidad de excedencia en 50 años			Nivel de desempeño
Menor	frecuente	72	0.0139	0.694	→	50%	Operación
Moderado	ocasional	225	0.0044	0.222	≈	20%	Ocupación inmediata
Severo	raro	475	0.0021	0.105	≈	10%	Seguridad de vida
Extremo	muy raro	2500	0.0004	0.020	≈	2%	Prevención de colapso

Elaboración propia, a partir de lo estipulado por la NEC en sus capítulos 2 y 6.

La Tabla 1-1, muestra que, en la normativa ecuatoriana:

- tras un sismo menor, las estructuras deben mantenerse en operación, con un funcionamiento y ocupación normales, sin derivas permanentes ni afectación a la resistencia y rigidez originales;
- tras un sismo moderado, las estructuras deben permitir la ocupación inmediata y no deben presentar derivas permanentes ni afectación a la resistencia y rigidez originales;
- tras a un sismo severo, las estructuras deben mantener una resistencia y rigidez residual en todas las plantas, que les permita, todavía, soportar cargas gravitacionales y ofrecer seguridad para la vida de sus ocupantes, a pesar de presentar derivas permanentes;
- tras un sismo extremo, las estructuras deben ser capaces de no colapsar, a pesar de grandes derivas permanentes.

No todas las regiones experimentarán los mismos eventos sísmicos: en unas, los sismos esperados serán mucho más destructivos que en otras, porque la acumulación y liberación de energía no es igual en toda la corteza terrestre, por lo que el peligro no es igual geográficamente.

Los puntos de acumulación de energía se conocen como fuentes sismogénicas y se originan por la interacción entre dos placas tectónicas o por la ruptura de una placa tectónica. La energía se libera disipándose a través del suelo, provocando su movimiento durante el tiempo que dura el evento sísmico. La cantidad de energía liberada es imposible de cuantificar, pero puede estimarse en términos de magnitud momento, escala propuesta por Thomas C. Hanks y Hiroo Kanamori, en 1979, para medir el tamaño de un sismo en función de la energía liberada (Hanks & Kanamori, 1979).

El movimiento del suelo en un punto es registrado como una señal, gracias a instrumentos especiales conocidos como acelerómetros (Instituto Geofísico, s.f.), con los que también se determina el epicentro de un sismo gracias a un proceso denominado triangulación, que se hace inmediatamente después de la ocurrencia de sismo.

Ya que el movimiento del suelo disminuye a medida que se incrementa la distancia al epicentro del sismo, para obtener la aceleración del suelo en un sitio específico, se requiere conocer la atenuación que experimenta la energía hasta llegar al sitio; para esto se utilizan los modelos de atenuación.

Los acelerómetros registran la aceleración del suelo en tres señales o componentes: vertical, norte-sur y este-oeste (Instituto Geofísico, s.f.). Estos instrumentos son la base de toda red de monitoreo sísmico; la más conocida en el mundo es la del Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS, por sus siglas en inglés), cuya cobertura abarca a todo el globo terráqueo, con un total de 149 estaciones actualmente activas (USGS, s.f.). Dos de las 149 estaciones de la USGS están en Ecuador y forman parte de las 65 estaciones de la Red Nacional de Sismógrafos (RENSIG), gestionada por el Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional, que monitorea la actividad volcánica y sísmica en todo el país (Instituto Geofísico, s.f.).

El registro de la aceleración del suelo en función del tiempo se conoce como acelerograma; es una serie temporal de los valores de la aceleración del suelo registrados durante el movimiento sísmico (Ministerio de Desarrollo Urbano y Vivienda, 2014).

Matemáticamente, la aceleración del suelo se relaciona con la aceleración de las estructuras a través de una ecuación diferencial, por la naturaleza dinámica del fenómeno.

Una ecuación diferencial es una relación matemática que involucra a una función desconocida y a una o más de sus derivadas (Stewart James, 2012). En conjunto, estas ecuaciones describen cómo cambia una variable respecto al tiempo, al espacio o a cualquier otra variable que se toma como independiente; de manera que se puede predecir el comportamiento que tendrá la variable dependiente, con las condiciones que limitan su comportamiento, denominadas de frontera, que se incluyen en las ecuaciones como constantes.

En el caso de los fenómenos sísmicos, las ecuaciones describen el movimiento oscilatorio de un sistema idealizado conformado por una masa concentrada soportada por

una estructura sin masa, (Chopra Anil K., 2014). El movimiento es producido por la aceleración que el sismo provoca en la base del sistema y que se traduce en una fuerza lateral de demanda que el sistema debe ser capaz de soportar exitosamente para el nivel de desempeño para el que fue diseñado.

Tanto, para la determinación de la aceleración del suelo en la base de una estructura, como la identificación de las zonas de mayor acumulación de energía en la corteza terrestre, por lo tanto, de mayor peligro sísmico, se requiere tener claros los fundamentos de la sismología.

1.1 Fundamentos de la sismología

La ciencia que estudia los sismos y la propagación de ondas sísmicas a través de la Tierra es la sismología (Núñez *et al.*, 2015). Esta disciplina se basa en la observación y el análisis de las ondas generadas por los movimientos en el interior de la corteza terrestre, por procesos naturales o por actividades humanas; de este análisis se obtiene valores de velocidad, desplazamiento, entre otros, que caracterizan al evento sísmico (Núñez, Boroschek, Comte, & Contreras, 2015), y que son esenciales para estimar la magnitud de las sollicitaciones laterales que deberán soportar los elementos estructurales.

1.1.1 Tipos de ondas sísmicas

El conocimiento del suelo y de cómo afectan la propagación de las ondas sísmicas permite desarrollar modelos de propagación más cercanos a la realidad y, por lo tanto, obtener estimaciones más precisas del nivel de peligro sísmico.

Las ondas sísmicas se clasifican en internas y superficiales:

- las internas se propagan desde su origen hasta la superficie de la corteza y se subdividen en ondas P y ondas S;
- las superficiales se propagan sobre la superficie de la corteza y se subdividen en ondas Rayleigh y ondas Love (Zafra, 2017).

A continuación, se describen las características más relevantes de cada tipo de onda:

- **Ondas internas tipo P:** se denominan así debido a que son las primeras en llegar a la superficie de la tierra; su velocidad de propagación es de aproximadamente 7.5 kilómetros por segundo, aunque cambia dependiendo de la densidad del medio en el que se transmite. Son ondas longitudinales que se propagan produciendo oscilaciones del medio en el que se encuentran en el mismo sentido en el cual se propagan (Zafra, 2017).
- **Ondas internas tipo S:** se denominan así debido a que llegan a la superficie después de las ondas P. Tienen una velocidad de propagación de alrededor de 4.2 kilómetros por segundo, aunque al igual que las P, esta velocidad cambia dependiendo de las características del suelo por el que se propagan. Son ondas transversales que se propagan produciendo movimientos perpendiculares a la dirección en la que se propagan (Zafra, 2017).
- **Ondas superficiales Rayleigh:** son ondas superficiales y son las que producen el movimiento elíptico retrógrado del suelo; son más lentas que las internas y su velocidad de propagación es casi un 90% de la velocidad de las ondas S (Zafra, 2017).
- **Ondas superficiales Love:** son ondas superficiales que producen un movimiento horizontal de corte en superficie. La velocidad de las ondas Love es un 90% de la velocidad de las ondas S y es ligeramente superior a la velocidad de las ondas Rayleigh (Zafra, 2017).

1.1.2 Sismos

Un sismo es un movimiento o vibración repentina causada por la liberación súbita de energía acumulada en la litósfera (Vidal, 2018). La energía liberada durante el sismo viaja a través del suelo en forma de ondas sísmicas, que llegan a la superficie provocando la sacudida del terreno (Aki & Richards, 2002).

Los sismos pueden ser intraplaca e interplaca: en los intraplaca, la acumulación y liberación de energía se produce por la deformación de la corteza o el movimiento de un bloque de roca respecto de otro, dentro de una misma placa; en cambio, en los interplaca,

la acumulación y liberación de energía se produce por la interacción entre dos placas tectónicas (Salt Lake Community College, s.f.), que puede ser:

- de convergencia, cuando hay colisión o subducción de una placa sobre otra, como ocurre con la placa de Nazca que subduce bajo la Sudamericana;
- de divergencia, cuando hay separación de placas y creación de nueva corteza, como ocurre en las dorsales oceánicas; y
- de deslizamiento transformante, cuando hay un deslizamiento lateral entre placas, como ocurre en la Falla de San Andrés.

El punto donde inicia el sismo se llama hipocentro y el punto directamente sobre él en la superficie terrestre se llama epicentro (United States Geological Survey, s.f.).

1.1.3 Tamaño del sismo: Intensidad y Magnitud

El tamaño de un movimiento sísmico se caracteriza por la intensidad y la magnitud del sismo (Vidal, 2018).

- **Intensidad:** es una medida del daño local causado por un sismo (Instituto Geofísico, s.f.) y es, por lo tanto, un valor sensible a las características geológicas locales (Vidal, 2018), por lo que es el parámetro más útil para identificar las áreas de mayor peligro sísmico.

Existen varias medidas de intensidad, pero la más útil para el diseño estructural es la aceleración máxima del suelo, conocida como PGA por sus siglas en inglés.

- **Magnitud:** mide la energía liberada por el sismo, sin importar el lugar en que se produzca, por lo que es el parámetro adecuado para comparar el tamaño de un evento sísmico, independientemente del daño que cause (Vidal, 2018).

Depende del tamaño de la interacción de falla y de su grado de deslizamiento; se mide con sismógrafos ubicados en la superficie terrestre (United States Geological Survey, s.f.).

A lo largo de la historia, se han utilizado diversas escalas para clasificar a los sismos. En un principio, fueron las escalas instrumentales, introducidas antes del

concepto de magnitud y de la existencia de sismógrafos; fundamentales para obtener datos de las sacudidas de terremotos históricos.

Actualmente, de las diversas escalas que existen, la más utilizada y de estimación más precisa es la magnitud momento M_w . El momento es una magnitud física proporcional a: el deslizamiento de la franja de interacción, multiplicado por el área de la superficie que se desliza (United States Geological Survey, s.f.).

Por su uso casi estandarizado, una magnitud momento tiene su equivalente en todas las otras escalas de magnitudes, de las cuales, las que enlista la USGS son: magnitud de onda interna (M_b), magnitud superficial (M_s), y magnitud de duración (M_d).

Las categorías de un sismo, en la escala de magnitud momento, son las indicadas en la Tabla 1-2.

Tabla 1-2: Categorías de la escala Magnitud Momento

Clase	Valor - Rango
Gran sismo	$M \geq 8$
Sismo mayor	$7 \leq M < 7.9$
Sismo fuerte	$6 \leq M < 6.9$
Sismo moderado	$5 \leq M < 5.9$
Sismo suave	$4 \leq M < 4.9$
Sismo menor	$3 \leq M < 3.9$
Microsismo	$M < 3$

Fuente: Tomado de Instituto Geofísico (s.f.)

1.2 Tectónica de placas

La tectónica de placas es la teoría científica que explica el movimiento de las capas litosféricas de la Tierra; fue presentada en la década de 1960 por varios científicos; su precursora es la teoría de la deriva continental, propuesta por Alfred Wegener en 1912 (American Physical Society, 2019).

La litósfera es la parte rígida superficial terrestre, tiene una profundidad aproximada de entre 90 y 110 kilómetros y se halla por encima de la capa “blanda” y deformable que es la astenósfera (Rychert C. *et all*, 2005).

De acuerdo con la teoría de placas, la litósfera está dividida en un conjunto de trozos o placas rígidas que se desplazan unas respecto de otras y en cuyos bordes hay una intensa actividad geológica (Vidal, 2018).

1.2.1 Tectónica del Ecuador

El territorio ecuatoriano se encuentra conformado por un territorio insular, conocido como Islas Galápagos, y un territorio continental dividido en tres regiones: Costa, Sierra y Oriente.

De este a oeste, los dominios morfoestructurales del territorio continental inician en la cuenca Oriente, que llega hasta el relieve de la Cordillera de los Andes, compuesta por la Cordillera Oriental, el Valle Interandino y la Cordillera Occidental que estriba hacia la región costera, que acaba finalmente en la zona de subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana (Tamay J., 2018).

La Cordillera de los Andes atraviesa el país de norte a sur con una trayectoria paralela al borde oeste de la placa Sudamericana; es la que origina las tres regiones continentales (Bazan, 2013).

La subducción de la placa oceánica de Nazca bajo la placa continental Sudamericana es el fenómeno que dio origen a los Andes, que ha llegado a lo que es actualmente después de tres grandes ciclos geodinámicos: Precámbrico, Paleozoico Temprano a Triásico Tardío y Triásico hasta la actualidad (Benavides Cáceres, 1999). Durante este tiempo geológico, después de la separación de la placa Sudamericana de la Africana, inició el surgimiento de la placa de Nazca y luego, por su propia dinámica, se subdividió en tres bloques: norte, centro y sur (Churchill Vela, 2009).

El bloque Nazca Sur se ubica frente a las costas del sur de Perú y de todo el territorio chileno; el bloque Nazca Centro se ubica frente a las costas centro – norte de Perú y a las costas centro – sur de Ecuador, hasta el Golfo de Guayaquil; y el bloque Nazca Norte se extiende desde el Golfo de Guayaquil hasta las costas de Panamá (Bazan, 2013).

Más tarde, inició la configuración actual de los Andes, que quedó dividida en tres: septentrionales, centrales y del sur; el límite entre los dos primeros es el gran sistema de fallas Guayaquil – Dolores, que se extiende desde el Golfo de Guayaquil hasta Venezuela, como muestra la Figura 1-1.

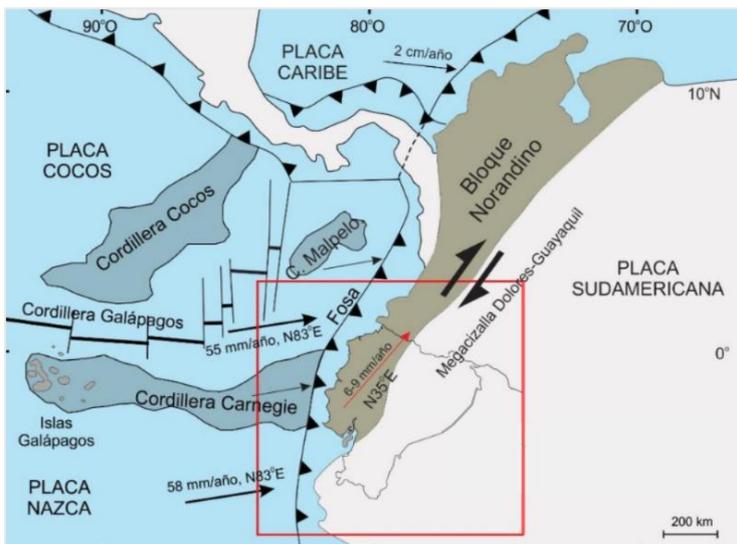
Figura 1-1: Sistema de fallas Guayaquil – Dolores.



Fuente: Tomado de K.Chunga, et all (2010).

Como indica la Figura 1-2, este sistema de fallas marca el límite continental del Bloque Norandino, que es una microplaca controlada por la interacción de las placas Sudamericana, Nazca-Cocos y Caribe y tiene un movimiento propio dentro de la placa Sudamericana (Quinde & Reinoso, 2016).

Figura 1-2: Bloque Norandino.

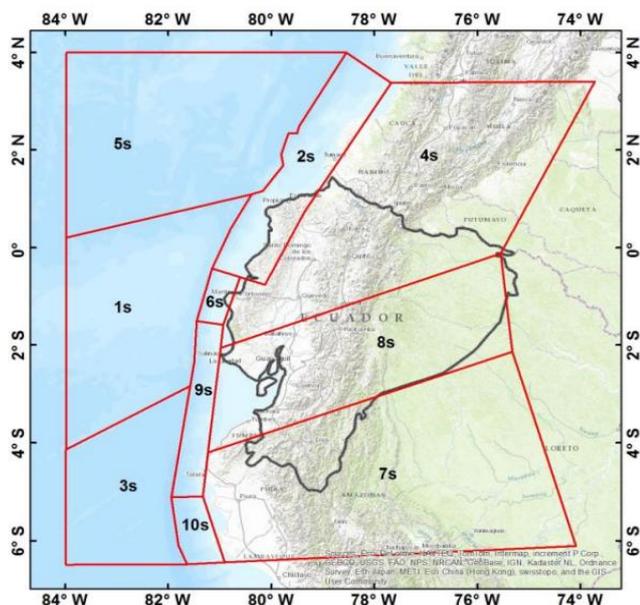


Fuente: Modificado de Tamay J. (2018).

1.2.2 Fuentes sísmicas del Ecuador

La configuración tectónica del Ecuador genera dos tipos dominantes de fuentes sísmicas: las de subducción, ya sean interplaca o intraplaca, y las corticales (Quinde & Reinoso, 2016). Las fuentes sísmicas de subducción se muestran en la Figura 1-3.

Figura 1-3: Fuentes sísmicas de tipo subducción



Fuente: Tomado de (Quinde & Reinoso, 2016)

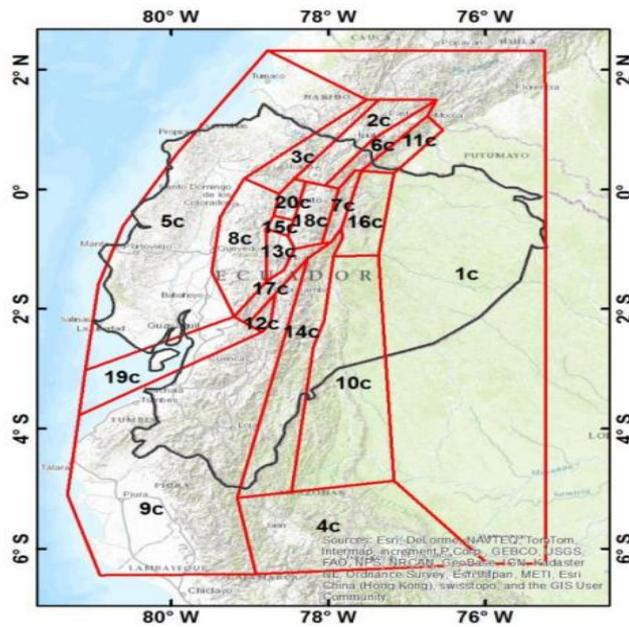
Tabla 1-3: Fuentes de subducción

ID	Nombre	Tipo de falla
1s	Carnegie	Indeterminado
2s	Tumaco-Esmeraldas	Interplaca
3s	Grijalva	Indeterminado
4s	Ibarra	Intraplaca
5s	Malpelo	Indeterminado
6s	Manta	Interplaca
7s	Moyobamba	Intraplaca
8s	Puyo	Intraplaca
9s	Salinas	Interplaca
10s	Sechura	Interplaca

Fuente: Tomado de (Quinde & Reinoso, 2016)

Las fuentes sísmicas corticales del país se muestran en la Figura 1-4, en la que se puede observar que se concentran en la Sierra.

Figura 1-4: Fuentes sísmicas tipo corticales



Fuente: Tomado de (Quinde & Reinoso, 2016)

Tabla 1-4: Fuentes sísmicas tipo corticales

ID	Nombre	Tipo de falla
1c	Amazonas	Indeterminado
2c	El Ángel-San Gabriel	Inversa y normal
3c	Apuela-Huayrapungo	Normal
4c	Bagua	Inversa
5c	Canadá-San Lorenzo	Indeterminado
6c	Chingual	Normal
7c	Cofanés-Cosanga	Inversa
8c	Cordillera-Occidental	Indeterminado
9c	Cuenca Amotape	Indeterminado
10c	Cutucú	Inversa
11c	Sistema Frontal Este	Normal
12c	Guamote	Inversa y normal
13c	Latacunga	Inversa
14c	Macas	Inversa
15c	Machachi	Normal
16c	Napo	Inversa
17c	Pallatanga-Pisayambo	Normal
18c	Papallacta	Indeterminado
19c	Puná	Normal
20c	Quito	Inversa

Fuente: Tomado de (Quinde & Reinoso, 2016)

1.3 Peligro sísmico en la NEC

El peligro sísmico se estima como la probabilidad de que un sismo sea igualado o superado en un periodo de tiempo determinado.

El análisis de peligro sísmico busca reducir el riesgo de edificaciones a niveles aceptables, considerando que la amenaza no es igual geográficamente.

Para estructuras como puentes y presas se deben aplicar consideraciones adicionales de diseño. Para estructuras de ocupación esencial se utilizan curvas de peligro sísmico probabilista que relacionan la aceleración sísmica máxima esperada en roca con una probabilidad anual de excedencia.

Los requisitos de diseño que establece la NEC obligan a que las estructuras sean diseñadas con una resistencia que les permita soportar los desplazamientos laterales inducidos por el sismo de diseño.

Si bien, tanto el capítulo de peligro (NEC-SE-DS) como el de riesgo (NEC-SE-RS) se actualizan conforme se incrementa el conocimiento de la sismología del Ecuador, los requisitos establecidos actualmente son de cumplimiento obligatorio a nivel nacional, cualquiera que sea el método de análisis estructural que se utilice.

Los métodos más utilizados son los basados en el espectro de capacidad, que utilizan, por lo general, espectros de normativa para caracterizar la acción sísmica (Cabrera, 2022). La intersección entre el espectro de capacidad estructural de una edificación y el espectro de demanda sísmica se conoce como punto de desempeño, que indica el desplazamiento máximo esperado y el nivel de daño estructural probable si la estructura cumple con el nivel de desempeño de diseño (FEMA, 2005).

En el punto de desempeño, la deformación de la estructura, ya no cumple la Ley de Hooke porque ha superado el límite de su comportamiento elástico y ha desarrollado una deformación inelástica debido a la acción del sismo, pero sin llegar al colapso.

El espectro de normativa para obtener el valor de la demanda sísmica en Ecuador es el espectro elástico horizontal en aceleraciones de la NEC.

1.3.1 Espectro de respuesta

Un espectro de respuesta es el conjunto de respuestas máximas absolutas que tiene un conjunto de osciladores de 1 gdl (grado de libertad) con el mismo amortiguamiento, frente a una excitación sísmica comunicada a través de una historia de aceleraciones (Aguilar Falconí R., 2006); las respuestas pueden estar en términos de cualquier variable de interés que caracterice a la excitación sísmica, ya sea aceleración, velocidad o desplazamiento (Quinde Martínez P., 2014).

Un oscilador es un sistema que tiene movimientos de vaivén, es decir, repetitivos, respecto a un punto de equilibrio con el que está conectado, como un péndulo o un resorte.

El comportamiento de las edificaciones tras una excitación sísmica es idealizado para recrearse con el movimiento oscilatorio, donde: la masa concentrada de un piso es representada por la masa que se mueve en vaivén, sostenida por el conjunto de columnas que es representado por un elemento lineal sin masa y sujeto en su base al punto de equilibrio (Chopra Anil K., 2014).

El movimiento es producido por la aceleración del suelo comunicada a la base de la estructura, como consecuencia de la ocurrencia de un sismo.

El elemento lineal sin masa rigidiza el sistema que, en conjunto, tiene una capacidad de absorción de energía denominada amortiguamiento, cuyo fin es reducir la amplitud de los desplazamientos respecto del punto de equilibrio para minimizar los daños sobre los elementos estructurales y no estructurales.

Cada edificación, representada a través de un oscilador, oscila con una frecuencia natural propia, determinada por la raíz cuadrada del cociente entre la rigidez del sistema y la masa concentrada, como se indica en la ecuación 1-1:

$$w = \sqrt{\frac{k}{m}} \quad 1-1$$

donde:

w = frecuencia natural de la edificación

m = masa concentrada de la estructura

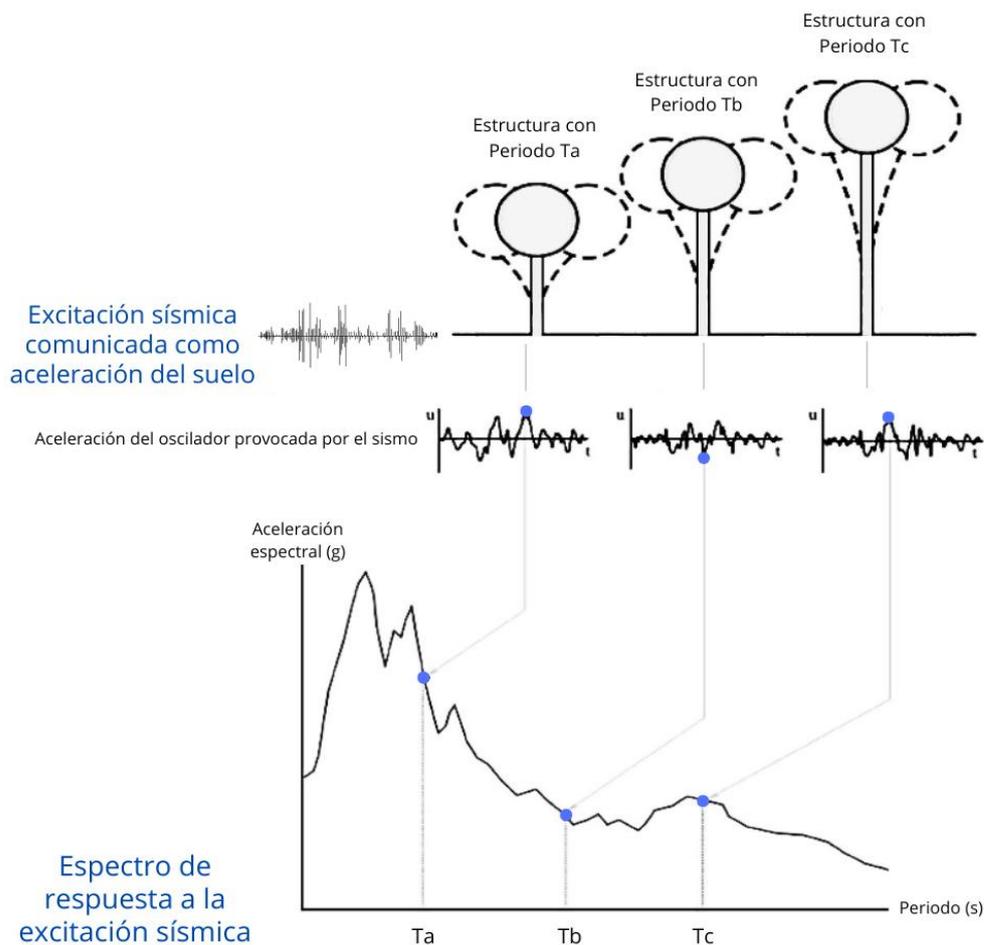
k = rigidez del sistema

La frecuencia natural w del oscilador es inversamente proporcional al periodo T , como indica la ecuación 1-2, y es el valor que caracteriza al oscilador o edificación.

$$w = \frac{1}{T} \quad 1-2$$

Entonces, si se tiene un conjunto de edificaciones de 1 gdl, todas con la misma capacidad de amortiguamiento, pero cada una con su periodo propio T , y son sometidas a la misma aceleración del suelo, cada edificación experimentará un movimiento de respuesta caracterizado por su máximo valor absoluto; la gráfica de estos valores absolutos en función del periodo natural será el espectro de respuesta, como muestra la Figura 1-5.

Figura 1-5: Esquema gráfico de la obtención de un espectro de respuesta



Fuente: Modificado a partir Crisafulli & Villafañe (2002)

- **Ecuación fundamental de la dinámica**

Por su naturaleza dinámica, el modelo matemático del movimiento que provoca un sismo a una edificación idealizada como un oscilador de un grado de libertad, se expresa con una ecuación diferencial, que, de acuerdo con Chopra (2012), es la ecuación 1-3:

$$m\ddot{u} + c\dot{u} + ku = f(t) \quad 1-3$$

donde:

\ddot{u} = aceleración de la base de la estructura

\dot{u} = velocidad de la base de la estructura

u = desplazamiento de la base de la estructura

m = masa de la estructura

k = rigidez del sistema

$f(t)$ = fuerza sísmica expresada como una función del tiempo (señal).

Para poder trabajar la ecuación diferencial, la función de la fuerza sísmica se expresa en términos de aceleración del suelo, de manera que, después de agregar la frecuencia y simplificar términos semejantes, la ecuación 1-1 pasa a la forma de la ecuación 1-4:

$$\ddot{u} + 2\omega\xi\dot{u} + \omega^2u = \ddot{u}_{suelo}(t) \quad 1-4$$

donde:

$\ddot{u}_{suelo}(t)$ = aceleración del suelo

ω = frecuencia angular de la estructura

ξ = cociente entre el amortiguamiento real del sistema y el valor teórico de su amortiguamiento crítico.

La solución del sistema de ecuaciones diferenciales que se ha generado se resuelve matemáticamente con la integral de Duhamel, que es una solución general para sistemas lineales de 1 gdl sometidos a una fuerza externa arbitraria en el tiempo que, en el movimiento sísmico es la historia de aceleración del suelo durante un sismo.

Cada sistema de ecuaciones corresponde al movimiento de un oscilar de periodo – frecuencia angular– específico, por lo que se utiliza la integral de Duhamel para encontrar la solución del sistema con todos los periodos del dominio del espectro; para hacerlo, se utilizan métodos numéricos, de manera que, computacionalmente, la obtención de un espectro de respuesta sea eficiente.

Los métodos más utilizados son: el de Newmark-beta y el del Paso Fijo, conocido como método de las ocho constantes.

1.3.2 Espectro elástico horizontal de diseño en aceleraciones

El espectro para diseño sismorresistente definido por la NEC, denominado espectro elástico horizontal de diseño en aceleraciones, es la curva que define la aceleración sísmica máxima esperada que tendrá que soportar una estructura, dependiendo de su periodo natural T , durante el sismo de 475 años de periodo de retorno, con una probabilidad de excedencia del 10 % en 50 años.

Teóricamente, un espectro de diseño se construye con un análisis estadístico de los espectros de respuesta que caracterizan la sismicidad de una región específica (Quinde Martínez P., 2014), por lo que las aceleraciones del suelo tienen que ser representativas de la amenaza sísmica de la región.

Dado que la amenaza no es igual geográficamente, todas las normativas zonifican sísmicamente su país, de acuerdo con el valor de la aceleración máxima esperada en roca, como fracción de la aceleración de la gravedad; esta fracción es representada con el valor de “z”. Si el valor de “z” de una región es, por ejemplo, 0.6 g, entonces, la aceleración sísmica esperada en roca es igual al 60 % de la aceleración de la gravedad.

A mayor valor de “z”, mayor amplitud del espectro de respuesta, por lo tanto, mayor aceleración sísmica esperada en roca y mayor fuerza lateral a resistir por las estructuras.

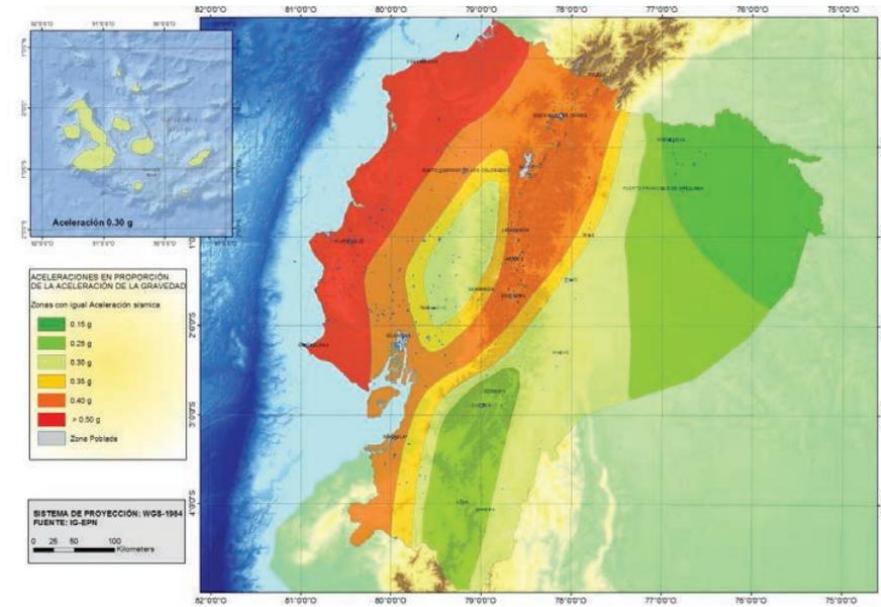
La NEC clasifica el territorio ecuatoriano en las seis zonas de la Tabla 1-5, graficadas en la Figura 1-6, que muestra que todo el territorio continental ecuatoriano está catalogado como de amenaza sísmica alta, con excepción de la Amazonía norte, que presenta una amenaza sísmica intermedia, y la Costa, que presenta una amenaza sísmica muy alta.

Tabla 1-5: zonas sísmicas del Ecuador

Zona sísmica	I	II	III	IV	V	VI
Valor factor Z	0.15	0.25	0.3	0.35	0.4	≥ 0.50
Caracterización del peligro sísmico	Intermedia	Alta	Alta	Alta	Alta	Muy alta

Fuente: Ministerio de Desarrollo Urbano y Vivienda (2014)

Figura 1-6: Zonas sísmicas del Ecuador.



Fuente: Ministerio de Desarrollo Urbano y Vivienda (2014)

El valor de “z” está basado en la aceleración en roca debido a que es el tipo de suelo que no produce efectos de amplificación de onda, por lo tanto, de respuesta espectral, pero en la mayoría de los casos, el suelo de cimentación no es roca, por lo que hay amplificación.

La amplificación de ondas sísmicas es la forma en que se hacen tangibles los efectos de las propiedades del suelo sobre la propagación de la energía liberada por el sismo; estos efectos son conocidos como “efectos de sitio”.

Para estimar la amplificación por efectos de sitio se ha clasificado al suelo por la velocidad promedio de las ondas S en los 30 metros superficiales de la corteza, denominada velocidad media de onda de corte Vs30, que es una medida del comportamiento dinámico del suelo y refleja su rigidez. A menor velocidad de onda Vs30, mayor amplitud de la onda, por lo tanto, mayor desplazamiento del suelo y mayor demanda sísmica.

La NEC presenta una clasificación de los suelos por efectos de sitio que va de la A, para el suelo más competente, que es la roca muy dura, hasta la E, que es un suelo muy blando. Esta clasificación se basa en el trabajo desarrollado por el Programa Nacional de Reducción de Riesgos Sísmico de Estados Unidos, NEHRP por sus siglas en inglés, que identifica los cinco tipos de suelo de la Tabla 1-6, por su velocidad Vs30.

Tabla 1-6: Velocidad de onda de corte V_{s30} por tipo de suelo

Tipo de Suelo	V_{s30} (m/s)	Descripción
Roca dura	>1500	Roca ígnea o metamórfica intacta
Roca blanda	760-1500	Roca fracturada o estratos sedimentos
Suelos firmes	360-760	Gravas y arenas densas o arcilla medianamente compactadas
Suelos intermedios	180-360	Arcillas blandas o arenas sueltas
Suelos blandos	<180	Arcillas muy blandas, turbas o rellenos artificiales

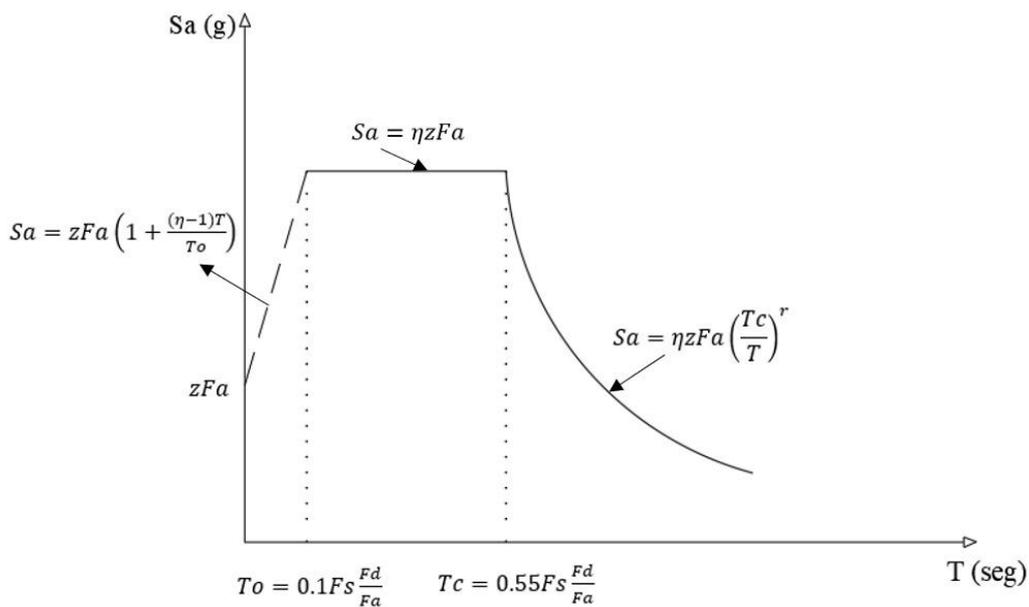
Fuente: Elaboración propia a partir de United States Geological Survey (s.f.).

Para la construcción del espectro de diseño, la NEC 2015 incorpora los efectos de sitio a través de los factores de sitio que son:

- “Fa”, coeficiente de amplificación de suelo en la zona de periodo corto,
- “Fd”, coeficiente de amplificación de desplazamientos para diseño en roca,
- “Fs”, coeficiente de comportamiento no lineal de los suelos.

Los valores de los factores de sitio para cada tipo de suelo se indican en el capítulo de Peligro Sísmico de la NEC 2015, donde se indica también cómo incorporarlos en la obtención del espectro de diseño, de acuerdo con la Figura 1-7.

Figura 1-7: Espectro elástico horizontal de diseño en aceleraciones



Fuente: Modificado a partir de Ministerio de Desarrollo Urbano y Vivienda (2014)

En las fórmulas indicadas en la Figura 1-7, la variable η es un factor de modificación del espectro que se utiliza para incorporar la ductilidad y el tipo de sistema estructural de la edificación en el diseño. La NEC 2015 presenta los valores que puede tomar la variable η , dependiendo de la región, como se indica en la Tabla 1-7.

Tabla 1-7: Valores de η

Región	Valor de η
Costa, excepto Esmeraldas	1.80
Sierra, Esmeraldas y Galápagos	2.48
Amazonía	2.60

Fuente: Elaborado a partir de Ministerio de Desarrollo Urbano y Vivienda (2014)

En el espectro, el periodo natural de vibración T es la variable independiente, de la que resaltan los valores T_0 y T_c , que delimitan las tres partes del espectro que son: ascendente, meseta y descendente, como se muestra en la Figura 1-7.

La NEC no establece que el espectro de diseño sea válido sólo hasta periodos de 5 segundos, sin embargo, suelen definirse hasta este valor, y para estructuras con periodos superiores a 5 segundos, se requiere un estudio propio de las respuestas espectrales.

El espectro elástico obtenido es indispensable para obtener las fuerzas y desplazamientos laterales máximos para los que debe ser diseñada una edificación, pero los valores finales de la demanda sísmica de diseño se obtienen del espectro inelástico.

1.3.3 Espectro de diseño inelástico

El uso del espectro de respuesta elástico para el diseño estructural implica diseñar estructuras para que no sufran daños tras sismos severos, cuyo periodo de retorno, en la mayoría de las normativas de construcción, es 475 años; una edificación con este diseño tiene un costo muy elevado, por lo que la NEC permite el uso de un espectro de diseño con demanda sísmica menos exigente, denominado espectro de diseño inelástico.

El diseño con un espectro inelástico implica que, de ocurrir el sismo máximo esperado, los elementos estructurales absorban la energía sísmica gracias a su ductilidad, sufriendo daños controlados, que no impidan que la estructura tenga el rendimiento

requerido para un nivel de desempeño determinado (Hernández E. & Villamizar L., 2019).

Este es el diseño por desempeño, cuyo fin es hacer que los elementos estructurales desarrollen mecanismos de disipación de energía incursionando en el rango inelástico de la curva de capacidad o curva *pushover*.

El espectro inelástico se obtiene dividiendo la serie espectral elástica para el factor de reducción R que, de acuerdo con la NEC (Ministerio de Desarrollo Urbano y Vivienda, 2014), depende de: el tipo de estructura, su configuración y regularidad estructural, su ductilidad, sobre-resistencia y redundancia.

1.3.4 Tipos de análisis estructural que utilizan espectros sísmicos de diseño

Estimar el comportamiento de las estructuras frente a eventos sísmicos es complejo y no existe un método único para hacerlo. Actualmente, se hace con análisis que pueden clasificarse en estáticos y dinámicos (Mora, Villalba, y Maldonado, 2006).

Tanto estáticos como dinámicos pueden ser lineales y no lineales. Un análisis es no lineal cuando considera el comportamiento plástico de los materiales, es decir, cuando supone que los materiales superarán el rango de comportamiento elástico.

Por el contrario, un análisis lineal se limita a considerar que los materiales responderán elásticamente a la demanda sísmica, esto es, cumpliendo la Ley de Hooke; entonces, un análisis lineal es elástico.

Específicamente, los espectros de diseño se utilizan:

- en el Análisis estático lineal o Método de la fuerza estática equivalente, para calcular una fuerza sísmica horizontal equivalente sobre toda la estructura;
- en el Análisis estático no lineal o “*Pushover*”, para encontrar el punto de desempeño de la estructura, que es la intersección entre la curva o espectro de demanda sísmica y la curva de capacidad de la estructura;
- en el Análisis dinámico lineal o Análisis modal espectral, para aplicar la demanda sísmica a cada modo de vibrar de la estructura;
- en el Análisis dinámico tiempo-historia, para seleccionar y escalar las señales sísmicas que más se asemejen al espectro de diseño.

El análisis dinámico tiempo-historia es el método más preciso para evaluar cómo responde una estructura a un sismo y consiste en simular la respuesta de la estructura en cada instante de la duración del movimiento sísmico.

Puede ser: lineal, cuando se asume que los elementos estructurales mantendrán un comportamiento elástico, y no lineal, cuando se permite que los elementos estructurales plastifiquen o se degraden.

La selección de las señales sísmicas para un análisis tiempo-historia requiere de un método que permita identificar las más apropiadas para escalarse, de un universo de señales que pueden ser reales, híbridas o sintéticas.

2. Capítulo 2: Análisis de señales

Una señal sísmica es un registro de valores numéricos que caracterizan el movimiento del suelo en función del tiempo, durante el tiempo que dura un evento sísmico; si los valores del registro son de aceleración del suelo, la señal es un acelerograma, cuya calidad depende de la precisión del instrumento registrador.

Ya que, teóricamente, un espectro de diseño se basa en el análisis estadístico de la respuesta espectral para la sismicidad de una región determinada (Quinde Martínez P., 2014), la obtención del espectro de diseño requiere del análisis de un conjunto de espectros de respuesta lo suficientemente amplio para representar los sismos que han afectado y podrían afectar a una región.

El conjunto de espectros de respuesta se obtiene de un conjunto de registros de aceleración denominado “catálogo sísmico”.

De manera que, para obtener un espectro de diseño, se requiere uno o varios catálogos sísmicos, suficientemente robustos para caracterizar la sismicidad de una región; contar con catálogos de estas características suele ser un problema que obliga a recurrir a métodos de completitud de catálogo que se basan en completar el catálogo con señales híbridas y artificiales para que el análisis sea estadísticamente representativo.

Los catálogos que se utilicen deben estar homogenizados y tratados.

En un catálogo homogenizado, todas las propiedades de los registros están expresadas en los mismos términos para que puedan ser comparadas; generalmente, se homogeniza llevando a todos los registros a las mismas unidades de aceleración y de magnitud del sismo.

En un catálogo tratado, todos los registros han sido sometidos a una manipulación matemática que elimina las distorsiones y el ruido que puede contener la señal, con el fin de que sus valores correspondan exclusivamente al movimiento sísmico y no a vibraciones y otras excitaciones provocadas por fuentes no sísmicas.

Si se trabaja con señales no tratadas, los resultados serán irreales y, probablemente, absurdos, porque cada operación matemática en la obtención de espectros arrastrará y

amplificará las distorsiones, como puede observarse más adelante en la sección de tratamiento de señales.

2.1 Acelerogramas

Un acelerograma es un registro de aceleración del suelo; puede ser real, híbrido y artificial. El instrumento registrador del movimiento del suelo es el acelerógrafo (Aguilar & Gonzales, 2020).

2.1.1 Tipos de acelerogramas

- **Acelerogramas reales:** son aquellos que han sido registrados por acelerógrafos; presentan todas las características del movimiento: amplitud, frecuencia, contenido de energía y duración.

Son los más apropiados para cualquier análisis estructural, ya que proporcionan valores reales del movimiento del suelo durante un sismo (Acevedo, 2012). Además, indican las características variadas de la propagación de las ondas a través de distintos tipos de suelo.

- **Acelerogramas híbridos:** son generados a partir de un acelerograma natural al que se le hace un tratamiento matemático para que su espectro de respuesta coincida con un espectro de respuesta objetivo (Fernández, 2015).

Por lo general, se usan en casos en que los espectros de respuesta de una base de datos no se ajustan al espectro objetivo especificado para la región (Cabrera, 2022).

- **Acelerogramas artificiales:** se generan de manera sintética o simulada; no son obtenidos a partir de mediciones reales durante un sismo (Araya, 2024); son acelerogramas que describen la fuente, el camino y el sitio de forma artificial (Cabrera, 2022).

Permiten representar diferentes niveles de intensidad sísmica, pero no ofrecen resultados reales (Araya, 2024).

Por lo general, se usan cuando no se dispone de, al menos, 3 eventos sísmicos (Ministerio de Desarrollo Urbano y Vivienda, 2014) o cuando no se dispone de una base de datos adecuada para la región de estudio.

Siempre será más recomendable el uso de acelerogramas reales y, si están validados empíricamente, serán aún más confiables para el análisis dinámico, al estar respaldados por observaciones directas (Acevedo, 2012).

Para este estudio, se utilizó únicamente acelerogramas reales, buscando resultados que respondan a una propagación de las ondas sísmicas en medios reales.

2.2 Método de selección de los acelerogramas

El método de selección de acelerogramas propuesto en este trabajo de titulación consiste en identificar a todos los pares de señales de las componentes horizontales de un sismo cuyo espectro medio de respuesta sea el de menor error cuadrático medio (ECM) respecto al espectro objetivo que, para este trabajo de titulación, es el espectro elástico de diseño dado por la NEC 2014 para la ciudad de Cuenca en suelo tipo C.

Para hacerlo, el método aplica los siguientes tres criterios, en el orden señalado:

1. ubicación del sismo generador de la señal respecto del sitio de estudio que es la ciudad de Cuenca,
2. magnitud momento mínima del sismo generador de la señal,
3. intensidad mínima, expresada en términos de PGA, y

Una vez seleccionadas las señales que cumplan con los tres criterios anteriores, se las evalúa a través del ECM entre el espectro medio de respuesta y el espectro objetivo.

La aplicación sucesiva de los tres primeros criterios y la selección final a través de la evaluación del ECM, configura un método de selección de las señales más apropiadas para utilizarse en análisis estructurales dinámicos o tiempo – historia.

La aplicación de los tres criterios y la evaluación del ECM ocurre en tres momentos:

- en el primero, se define el área geográfica en la que debe estar el epicentro del sismo generador de los registros y se seleccionan sólo aquellos generados por sismos con magnitudes iguales o superiores a la mínima;

- en el segundo, se obtiene el espectro medio de respuesta de los registros de aceleración del par de componentes horizontales de cada sismo;
- en el tercero, se seleccionan los espectros con PGA igual o mayor al mínimo y luego a los espectros de menor ECM.

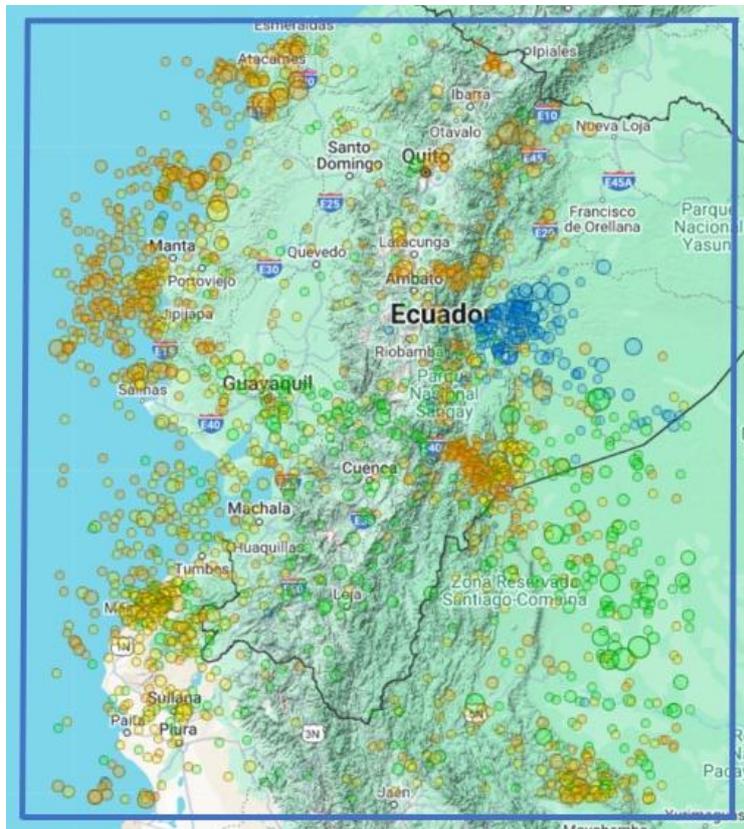
Los pares de señales correspondientes a los espectros seleccionados son el resultado de la aplicación del método.

2.2.1 Criterios de selección de acelerogramas

- **Ubicación – definición del polígono**

El primer criterio de selección de las señales para su análisis fue la ubicación respecto de la zona de estudio: se estableció que los sismos generadores de las señales tengan epicentro en el área geográfica delimitada por el polígono de la Figura 2-1.

Figura 2-1: Polígono del área geográfica definida para la selección de los acelerogramas a analizar.



Fuente: Elaboración propia a partir de la interfaz de IRIS.

Esta delimitación se hizo considerando que los sismos generados dentro del polígono, en distintas magnitudes, van a ser sentidos en Cuenca, es decir que, provocarán un movimiento del suelo en la zona de estudio.

El polígono quedó definido con las coordenadas correspondientes de los cuatro mayores sismos ocurridos en las latitudes y longitudes que, de acuerdo con las figuras 1-3 y 1-4, delimitan el área de influencia sísmica sobre Cuenca, limitada por:

- la latitud del sismo de Esmeraldas de 1906, al norte;
- la longitud del borde occidental de la zona de subducción, al oeste;
- la latitud del sismo de 2005 en la región de Moyobamba (Perú), al sur;
- la longitud del sismo de Pastaza de 2017, al este.

- Terremoto de Esmeraldas de 1906: latitud 0.955°

El 31 de enero de 1906, ocurrió un sismo con epicentro en el océano Pacífico, frente a la frontera de Ecuador - Colombia, que alcanzó una magnitud de 8.8 Mw.

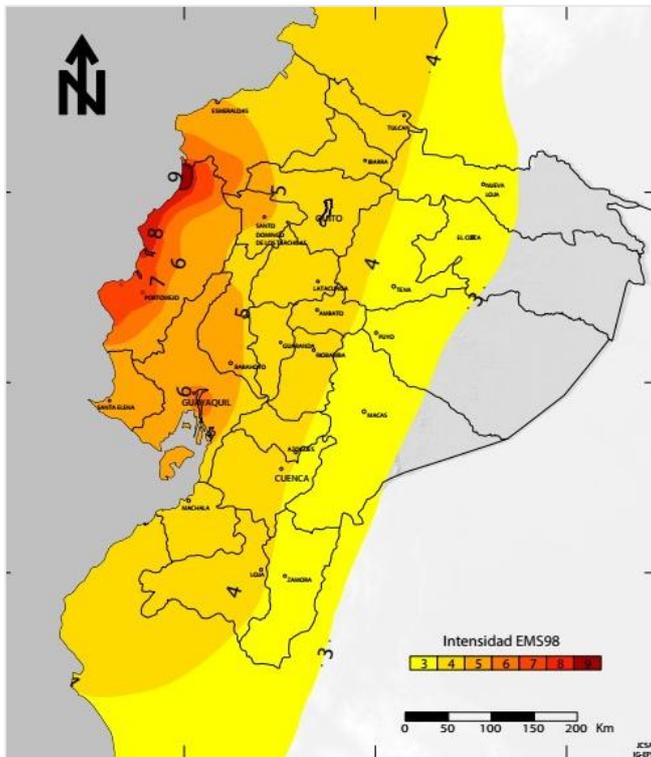
Es uno de los sismos más grandes registrados en la historia y tiene la misma magnitud que el terremoto de Chile de 27 de febrero de 2010 (Escuela Politécnica Nacional, 2012).

Aunque no se conoce la intensidad con la que este sismo llegó a las distintas ciudades del país, se definió a su latitud como el límite norte del polígono para que el área geográfica en donde fueron generadas las señales analizadas abarque la franja de subducción, casi, en su totalidad de norte a sur y teniendo como referencia que el sismo del 16 de abril de 2016 en Pedernales llegó a Cuenca con una intensidad de 4 en la Escala Macrosísmica Europea EMS98 (IG, 2016), como muestra la Figura 2-2.

De acuerdo con la Comisión Sismológica Europea (2008), una intensidad de 4 en la Escala Macrosísmica Europea EMS98 indica que el sismo fue ampliamente sentido por la población, especialmente al interior de edificaciones, y hubo vibración de puertas, ventanas y vajillas.

Por lo tanto, se puede esperar que sismos que ocurran en latitudes superiores, pero cercanas, a la del sismo de Pedernales y que superen su magnitud, serán registrados en Cuenca.

Figura 2-2: Mapa de isoistas del sismo del 16 abril de 2016.



Fuente: Informe Sísmico Especial N.º 18 - 2016: Terremoto del 16 de abril de 2016.

- **Zona de subducción en su punto más occidental: longitud -81.71°**

Dado que la zona de subducción es la región de mayor sismicidad para Ecuador y la que ha originado los sismos más grandes del país, se tomó como límite oeste del polígono a la longitud del punto más occidental de la franja de subducción frente a las costas de Ecuador, de acuerdo con el mapa de las fuentes sísmogénicas de la Figura 1-3: específicamente, es la esquina común de las fuentes 9s y 10s.

La franja de subducción se encuentra, aproximadamente, entre los 50 y 150 kilómetros al oeste del borde costero, dependiendo del punto específico en la costa y de la geometría de la placa tectónica en esa longitud (Alvarado & Yepes, 2016).

Por su alta actividad sísmica y por la magnitud de los eventos que origina, la zona de subducción es de alto interés para el análisis de este trabajo de titulación.

- **Sismo de magnitud 6.1 en Pastaza-Ecuador: longitud -76.22°**

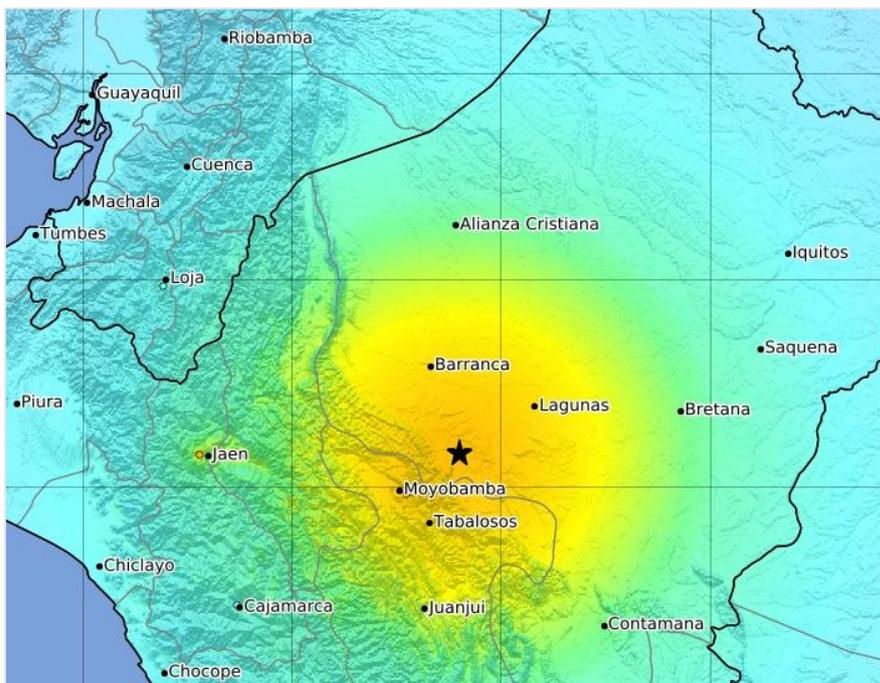
Como límite este del polígono, se consideró a la longitud del sismo de magnitud 6.1 del 18 de abril de 2017, en la provincia de Pastaza, a 16 kilómetros de profundidad, en una zona de fallas geológicas conocida como “levantamiento subandino” (como se identifica a la zona montañosa que está formada detrás de la Cordillera de los Andes). Esta zona se caracteriza por su potencial para generar eventos sísmicos recurrentes, dado el movimiento y la interacción de las estructuras geológicas asociadas.

- **Sismo de magnitud 7.5 al noroeste de Moyobamba (Perú): latitud -5.6717**

Un sismo de magnitud 7.5, con profundidad de 100 kilómetros, se registró el 25 de septiembre de 2005, en la Amazonía norte peruana, a 85 kilómetros al noroeste de la ciudad de Moyobamba, en el departamento de San Martín. El sismo fue sentido en toda la costa norte de Perú, en Ecuador e incluso en Bogotá (CNN, 2005).

Se tomó la latitud de este sismo como el límite sur del polígono, por ser el de mayor magnitud registrada en la franja latitudinal del norte de Perú, que tiene una sismicidad alta e influye directamente sobre el Ecuador, como puede inferirse de la Figura 2-3.

Figura 2-3: Mapa sísmico del Perú



Fuente: Modificado a partir del mapa del Instituto Geofísico del Perú (2024).

- **Magnitud**

Se estableció 4.5 Mw como magnitud mínima para los sismos generadores de los registros de aceleración, dentro del área geográfica.

Ya que los sismos con epicentro lejano a Cuenca llegan a la ciudad con una intensidad atenuada, se podría pensar que, para optimizar la selección, se puede definir un polígono núcleo y otro circundante, y: para el núcleo, se escojan sismos con magnitud igual o mayor a 4.5 Mw, para el núcleo, mientras que para el circundante se escojan sismos de magnitudes mayores. Sin embargo, aunque esta discretización podría afinarse, no es recomendable, porque puede dejar fuera del análisis a numerosos eventos sísmicos que, por efectos de amplificación, llegan a Cuenca con una intensidad importante.

En las bases de datos obtenidas para el análisis del caso de estudio de este trabajo de titulación, se tuvo acelerogramas con diferentes tipos de magnitudes de onda: interna (Mb), superficial (Ms), Coda (Md), momento (Mw) y una desconocida identificada como Mlv. Por eso, previo a la manipulación de los acelerogramas, para uniformizar la base de datos, se pasó cada tipo de magnitud a Mw, con las ecuaciones 2-1, 2-2, 2-3 y 2-4:

- con la igualdad de Beauval (2013), para magnitudes de ondas internas y ondas coda

$$Mw = 0.93 Mb + 0.6 \quad \text{para } Mb < 6; \quad \text{para } Mb > 6 \quad Mw = Mb \quad 2-1$$

$$Mw = 0.93 Md + 0.6 \quad \text{para } Mb < 6; \quad \text{para } Md > 6 \quad Mw = Md \quad 2-2$$

- con la igualdad de Cahuri & Tavera (2007), para magnitudes de ondas superficiales

$$Mw = 0.7044 Ms + 1.702 \quad \text{para } 4.5 < Ms < 6.8 \quad 2-3$$

$$Mw = Ms \quad \text{para } Ms > 6.8 \quad 2-4$$

- **Intensidad**

El criterio de intensidad se aplicó en términos de PGA; se seleccionó a los sismos cuyos pares de componentes horizontales generan un espectro medio de respuesta con PGA mayor o igual a 0.15 g.

La intensidad, es el parámetro determinante para la selección, ya que la demanda sísmica en un análisis estructural no es la magnitud, sino la intensidad; es decir: las estructuras no se diseñan para resistir magnitudes, sino intensidades.

Se definió el valor de 0.15 g porque se busca señales que puedan escalarse sin introducir distorsiones en los análisis estructurales, lo que, de acuerdo con Kalkan E. y Chopra AK (2010), no es posible con señales que tienen que escalarse excesivamente para representar a una excitación sísmica capaz de hacer que los elementos estructurales incurran en el rango inelástico.

Las señales de baja amplitud, con espectros de respuesta de bajos PGA, al escalarse excesivamente, ya no representarán a las condiciones sísmicas reales de una región que cuya actividad sísmica se necesita caracterizar.

- **Error cuadrático medio (ECM)**

El error cuadrático medio (ECM) es la diferencia promedio al cuadrado entre dos series de valores, generalmente: una de valores observados y otra de valores predichos (Encyclopaedia Britannica, s.f.). Se obtiene con la fórmula 2-5.

$$ECM = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (y_i - y'_i)^2 \quad 2-5$$

donde:

n = número valores de las series (deben tener el mismo número las dos)

y_i = valor de la serie 1

y'_i = valor de la serie 2

$(y_i - y'_i)^2$ = error cuadrático entre cada par de valores correspondientes

El ECM evaluado para la selección de señales es el que existe entre la serie numérica del espectro objetivo y la del espectro obtenido con la media geométrica de los espectros de las componentes horizontales de cada sismo.

Se decidió que la comparación debe hacerse entre el espectro objetivo y el espectro de la media geométrica de las componentes horizontales, porque la media geométrica es el valor estadístico más apropiado para evaluar la diferencia entre series numéricas de valores muy pequeños, de varios decimales (Vogel, R., 2020).

La media geométrica es una medida estadística que se utiliza para calcular el valor central de un conjunto de números positivos multiplicativos y es especialmente útil cuando los datos representan razones, proporciones o tasas de cambio (OpenStax, 2023).

En datos con muchos decimales (por ejemplo, 0.00074, 0.00089, 0.00027...), la media aritmética puede dar un resultado distorsionado si hay una dispersión leve, ya que, al sumar directamente los valores de las series, es muy sensible a valores atípicos.

En cambio, la media geométrica trabaja con productos y raíces, lo que la hace menos sensible a variaciones absolutas y más centrada en las diferencias proporcionales entre las series.

2.2.2 Obtención de los acelerogramas – conformación de los catálogos

El conjunto de acelerogramas de un sistema de monitoreo se denomina catálogo sísmico; la obtención de los catálogos para el análisis de este trabajo de titulación se hizo a través de plataformas de repositorios de libre acceso (en el caso del catálogo obtenido de la USGS) y con la solicitud directa a instituciones que realizan monitoreo sísmico (en el caso del catálogo de la Red Sísmica del Austro).

Estas bases de datos suelen incluir metadatos asociados a cada registro, como la magnitud del sismo, la ubicación del epicentro, la profundidad focal, la distancia epicentral, las características geotécnicas del sitio de registro y el tipo de instrumentación utilizada (Pinzón & Hidalgo, 2015).

Por otro lado, es indispensable conocer la condición de tratamiento de las señales de un catálogo: si están tratadas o no y cuál fue el tratamiento que les fue aplicado.

Para la caracterización de la amenaza sísmica, es indispensable contar con catálogos robustos de la región de estudio, para garantizar alta confianza de la caracterización.

Para este trabajo de titulación, se buscó catálogos lo más representativos posible de la sismicidad del sur del país, considerando los dos criterios de ubicación de los sismos respecto de la ciudad de Cuenca y magnitud de los mismos.

A continuación, se describen las tres fuentes de datos planteadas en el protocolo de este trabajo de titulación y como cuarta fuente a la Red Sísmica del Austro; se describe cada plataforma y la manera en que se manejó el catálogo obtenido.

- **Plataforma IRIS - USGS**

El Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS, por sus siglas en inglés), es la principal agencia científica del Departamento del Interior.

Su misión es generar, integrar y difundir conocimiento científico en las áreas de geología, hidrología, biología y cartografía, con el objetivo de apoyar la toma de decisiones informadas en temas relacionados con el medio ambiente, la gestión de recursos naturales y la seguridad pública.

La USGS hace el monitoreo sísmico gracias a su Red sismográfica global (GSN, por sus siglas en inglés), que se robustece con la colaboración de la Fundación Nacional de Ciencias (NSF, por sus siglas en inglés) y EarthScope.

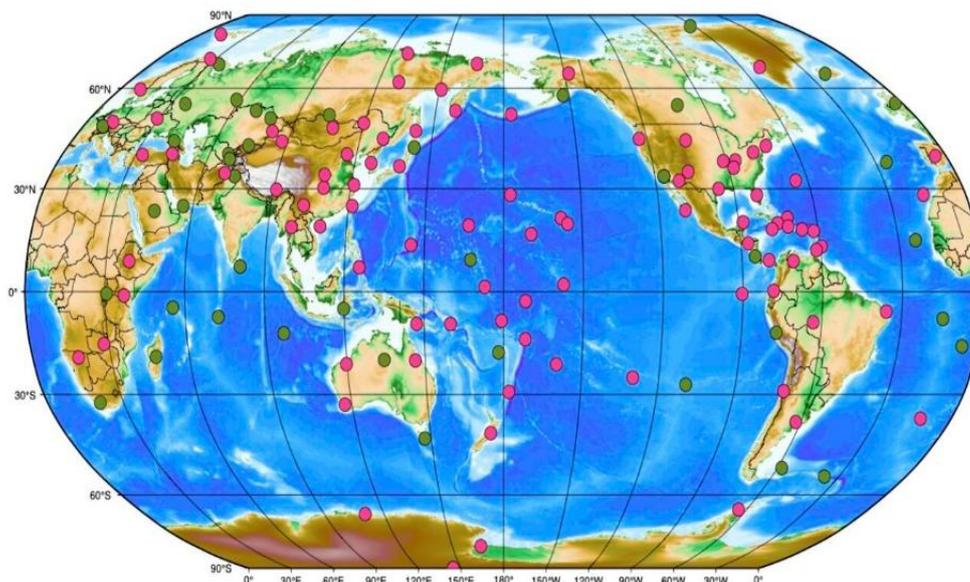
La GSN es una infraestructura científica avanzada compuesta por una red permanente de sensores sismológicos y geofísicos de alta precisión, ubicados en 149 estaciones sismológicas de última generación, que se encuentran estratégicamente distribuidas con cobertura planetaria, como indica la Figura 2-4, interconectados mediante sistemas de telecomunicaciones robustas y de amplio alcance.

Esta red opera como una plataforma multidisciplinaria diseñada para el monitoreo continuo de la actividad sísmica global, la recopilación de datos geofísicos en tiempo real y la investigación científica de áreas como la sismología, la tectónica de las placas y la dinámica del interior terrestre (Departamento del Interior de los Estados Unidos, 2020).

Además de su función investigativa, la GSN desempeña un papel crucial para la mitigación de riesgos sísmicos, la alerta temprana de terremotos y la educación pública en materia de prevención y preparación ante desastres naturales (Departamento del Interior de los Estados Unidos, 2020).

Su capacidad para integrar y compartir datos en tiempo real la convierte en una herramienta indispensable para la comunidad científica internacional, así como para organismos gubernamentales y organizaciones dedicadas a la gestión de emergencias.

Figura 2-4: Mapa de ubicación de las estaciones sísmicas de la USGS



Fuente: Tomado de *Invalid source specified*.

Los datos sísmicos recopilados por la GSN, caracterizados por su alta resolución y confiabilidad, son almacenados, procesados y distribuidos a través del Centro de Gestión de Datos del Incorporated Research Institution for Seismology (IRIS), un repositorio centralizado que facilita el acceso a la información para la comunidad científica internacional, promoviendo la investigación avanzada y el análisis en tiempo real de fenómenos geofísicos.

En Ecuador, la GSN tiene dos estaciones: una ubicada en Galápagos, denominada ISLA, y otra en Otavalo, denominada OTAV. El catálogo de la GSN que se consolidó para este trabajo de titulación, en su totalidad, fue registrado por la estación OTAV, ubicada en las coordenadas 0.739° S, -90.351° O.

Aunque la distancia entre Otavalo y Cuenca es considerable, este catálogo es valioso porque está compuesto, en un 100 %, por señales reales, generadas por sismos ocurridos en el área geográfica delimitada para el análisis.

Para la descarga de los acelerogramas se utilizó la plataforma IRIS, cuyos parámetros de entrada fueron:

- **Área geográfica:** se delimitó con las coordenadas de las esquinas del polígono de la Figura 2-1, que son:

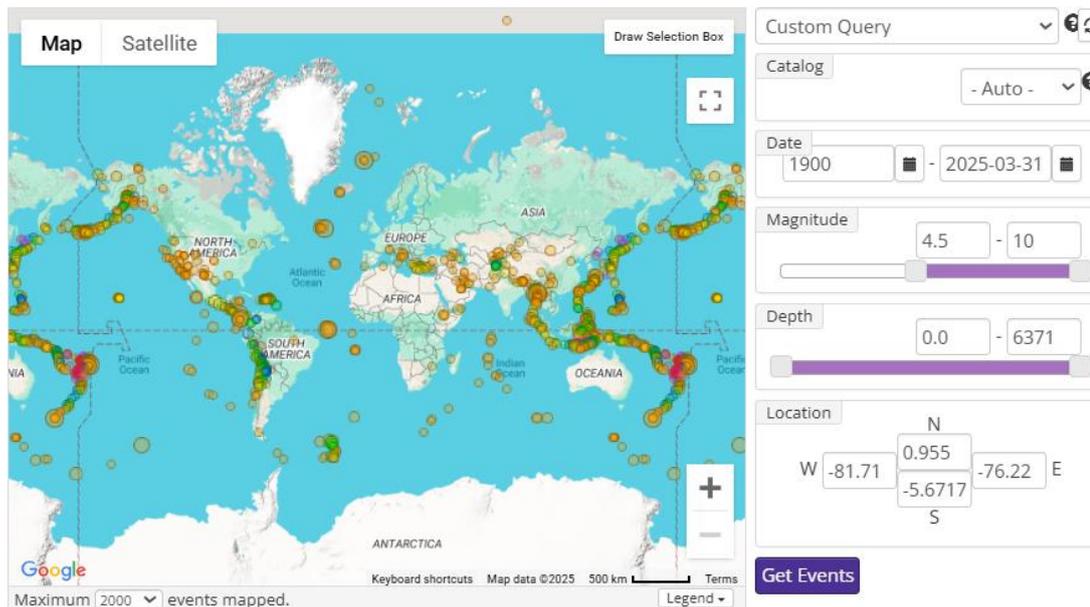
0.955°N, 81.71°W del vértice NW;

5.6717°S, 76.22°E, del vértice SE.

- **Rango temporal:** se ingresó un rango de búsqueda de 125 años, que va desde 1900 hasta la actualidad; sin embargo, debido a que, en Latinoamérica, las estaciones de monitoreo de la GSN empezaron a instalarse en la década de 1990 y a que se cuenta con registros de aceleración a partir del año 2000, el rango temporal realmente analizado en este trabajo de titulación fue de 2000 a 2025.
- **Magnitud mínima:** se estableció un rango de magnitud entre Mw 4.5 (umbral mínimo confiable) y Mw 10.0 (límite teórico máximo).
- **Profundidad:** el rango de profundidad considerado abarcó desde 0 km hasta el máximo teórico de 6371 km (radio terrestre).

La Figura 2-5 muestra la interfaz de la plataforma IRIS y la forma de ingresar los parámetros de entrada.

Figura 2-5: Interfaz de ingreso de parámetros de entrada para la búsqueda en la plataforma IRIS.

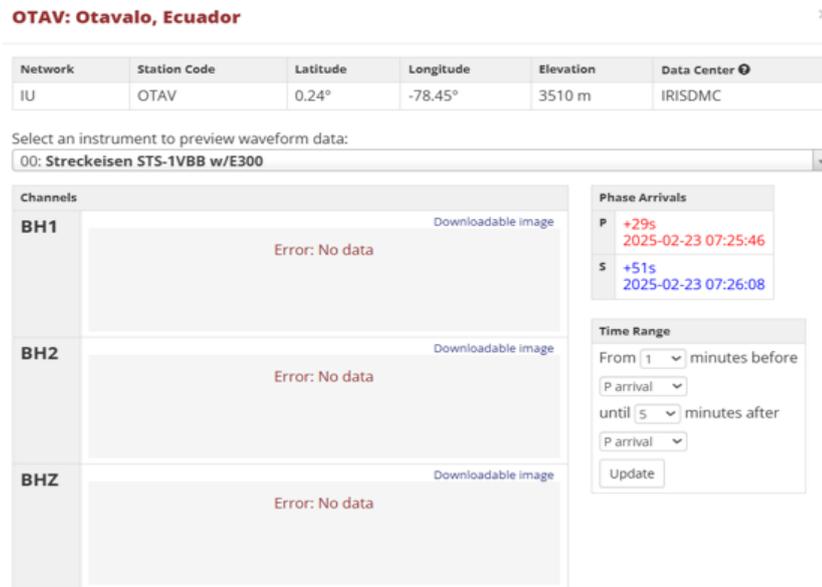


Fuente: Tomado de https://ds.iris.edu/wilber3/find_event

Al realizar la búsqueda en IRIS con el rango 1900 - 2025, en el área geográfica de análisis, con magnitudes superiores a 4.5 Mw, se enlistan 2352 sismos, pero únicamente 892 cuentan con registros de aceleración.

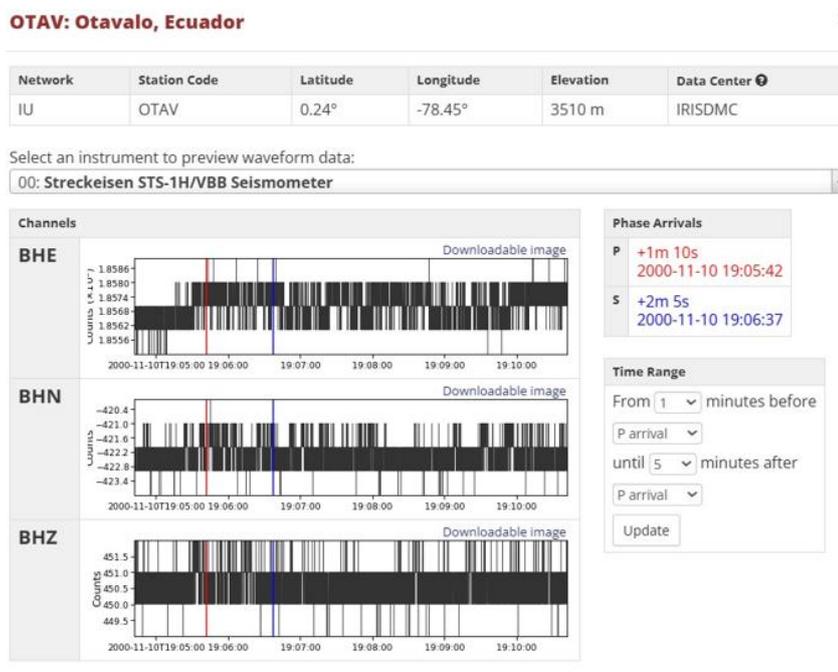
Y el catálogo se redujo aún más por la existencia de registros dañados que son inutilizables, como indican la Figura 2-6 y Figura 2-7, por lo que el catálogo GSN para este trabajo de titulación se cerró con 654 sismos.

Figura 2-6: Acelerograma sin registro.



Fuente: Tomado de https://ds.iris.edu/wilber3/find_event

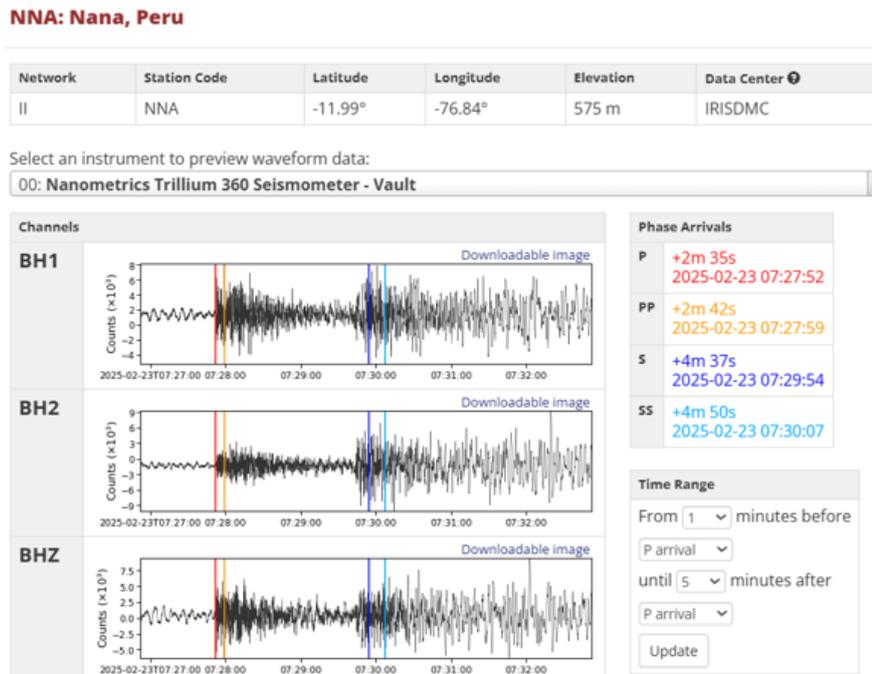
Figura 2-7: Acelerograma con daño



Fuente: Tomado de https://ds.iris.edu/wilber3/find_event

Los registros de aceleración contienen tres componentes ortogonales, dos horizontales y una vertical, como se muestra en la Figura 2-8. Para los fines de este estudio, se consideró únicamente las componentes horizontales.

Figura 2-8: Componentes horizontales y vertical del acelerograma



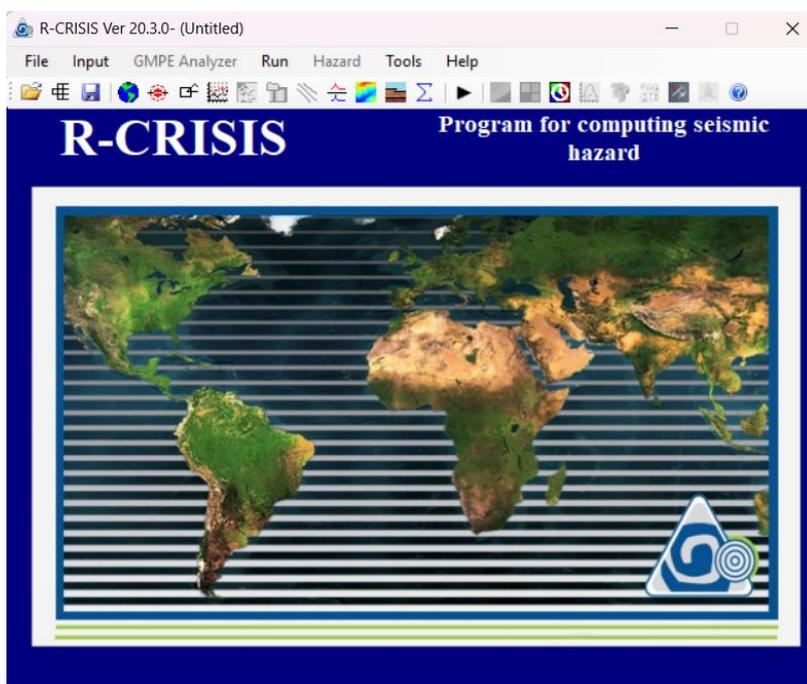
Fuente: Tomado de https://ds.iris.edu/wilber3/find_event

Por las razones detalladas en esta sección, el catálogo consolidado de la GSN se cerró con 1308 acelerogramas, correspondientes a 654 sismos de magnitudes superiores a 4.5 Mw, ocurridos entre enero del 2000 y el 20 de mayo de 2025, dentro del área geográfica definida por el polígono de la Figura 2-1, cuyas señales fueron registradas en la estación OTAV.

- **Herramienta R-CRISIS**

R-CRISIS es una herramienta avanzada para la ejecución de análisis probabilísticos de riesgo sísmico, que ha venido consolidándose por más de tres décadas gracias al trabajo de expertos de reconocido prestigio. Este software incorpora una amplia gama de funcionalidades y opciones que lo convierten en una plataforma versátil y altamente eficiente para diversas aplicaciones técnicas (Ordaz & Salgado, 2021).

Figura 2-9: Visualización inicial del programa crisis



Fuente: Interfaz de inicio de R-CRISIS.

Su arquitectura modular facilita la personalización y adaptación a necesidades específicas de análisis. Su interfaz, mostrada en la Figura 2-9, facilita el manejo de la herramienta y la comprensión de los resultados. Esto, junto a su capacidad para integrar metodologías de vanguardia, hacen de R-CRISIS una herramienta indispensable para el análisis y gestión de riesgo sísmico (Ordaz & Salgado, 2021).

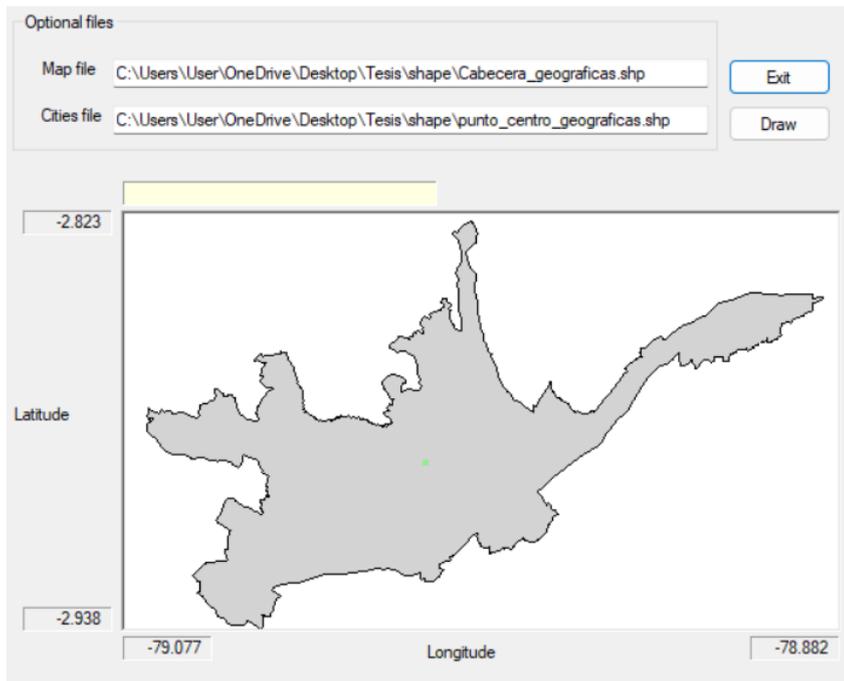
Con esta herramienta se obtuvo directamente el espectro para Cuenca, utilizando las dos fuentes sismogénicas en las que está ubicada la ciudad:

- 8s de subducción, con el modelo de atenuación Young et al. (1997)
- 9c cortical, con el modelo de atenuación Modelo de Chiou and Youngs (2008).

- **Ingreso de la zona de estudio**

Para la incorporación de este parámetro en el programa R-CRISIS, se cargó el polígono en formato “.shp” de los límites administrativos del área urbana de Cuenca, mostrado en la Figura 2-10, de acuerdo con el Consejo Nacional de Límites.

Figura 2-10: Mapa y ciudad de estudio

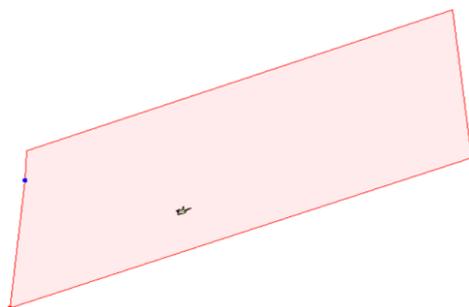


Fuente: Interfaz de R – CRISIS.

- Ingreso de las fuentes sísmicas

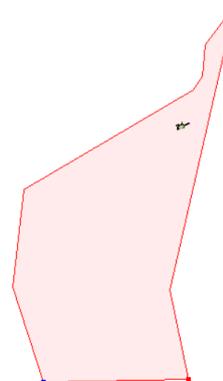
Las fuentes sísmogénicas consideradas fueron, específicamente, la fuente de subducción 8s, de la Figura 2-11, y la fuente cortical 9c, de la Figura 2-12; ambas ingresadas a través de polígonos de formato “.shp”, elaborados a partir de los mapas de fuentes sísmogénicas presentados por Quinde & Reinoso (2016).

Figura 2-11: Polígono de fuente 8s.



Fuente: Elaboración propia.

Figura 2-12: Polígono de la fuente 9c.

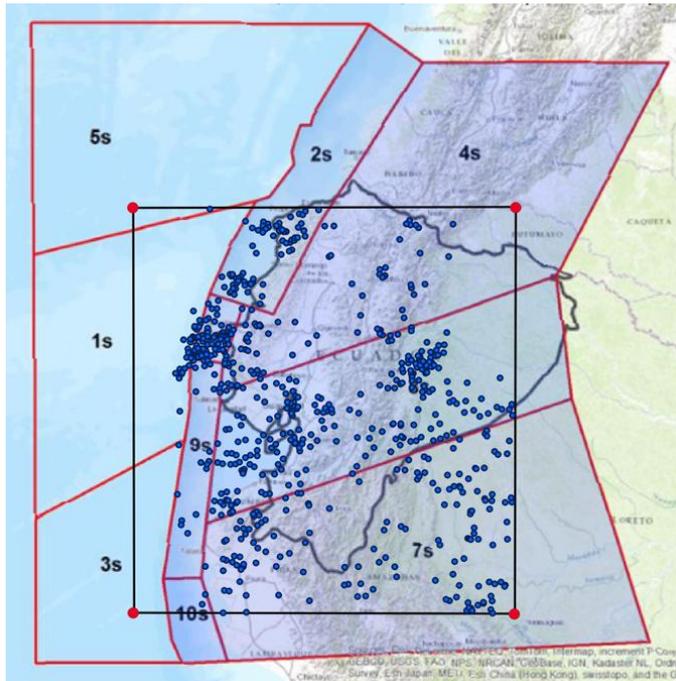


Fuente: Elaboración propia.

Obtención del polígono de la fuente 8s:

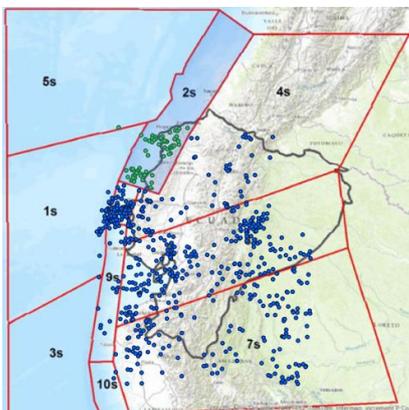
Tras la referenciación del mapa de fuentes sismogénicas presentado por Quinde & Reinoso (2016), se creó el polígono en formato “.shp” de la fuente, en la que se contabilizó un total de 72 sismos de subducción para la regresión lineal.

Figura 2-13: Registros sísmicos sobre las fuentes sismogénicas de subducción.



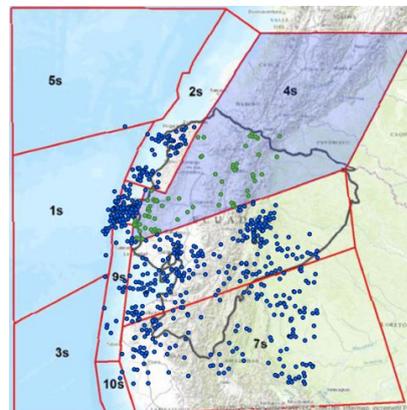
Fuente: Elaboración propia a partir de (Quinde & Reinoso, 2016)

Figura 2-14: Fuente Tumaco-Esmeraldas 2s



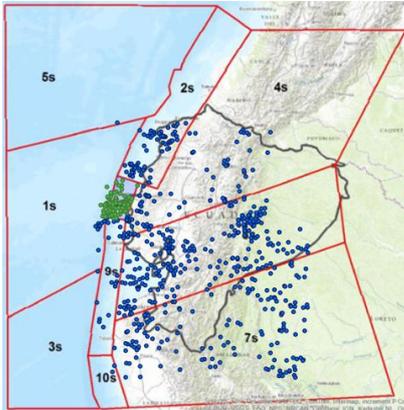
Fuente: Elaboración propia.

Figura 2-15: Fuente Ibarra 4s



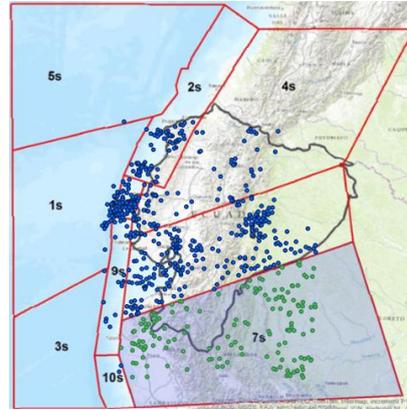
Fuente: Elaboración propia.

Figura 2-16: Fuente Manta 6s



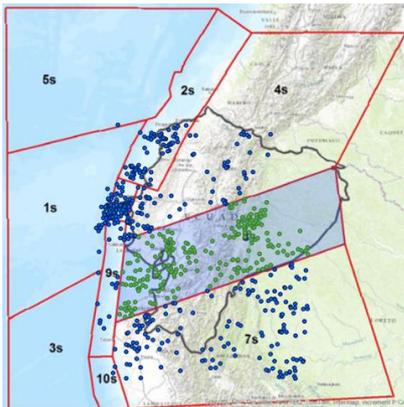
Fuente: Elaboración propia.

Figura 2-17: Fuente Moyobamba 7s



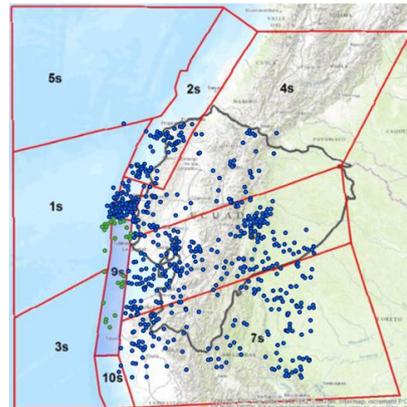
Fuente: Elaboración propia.

Figura 2-18: Fuente Puyo 8s



Fuente: Elaboración propia.

Figura 2-19: Fuente Salinas 9s



Fuente: Elaboración propia.

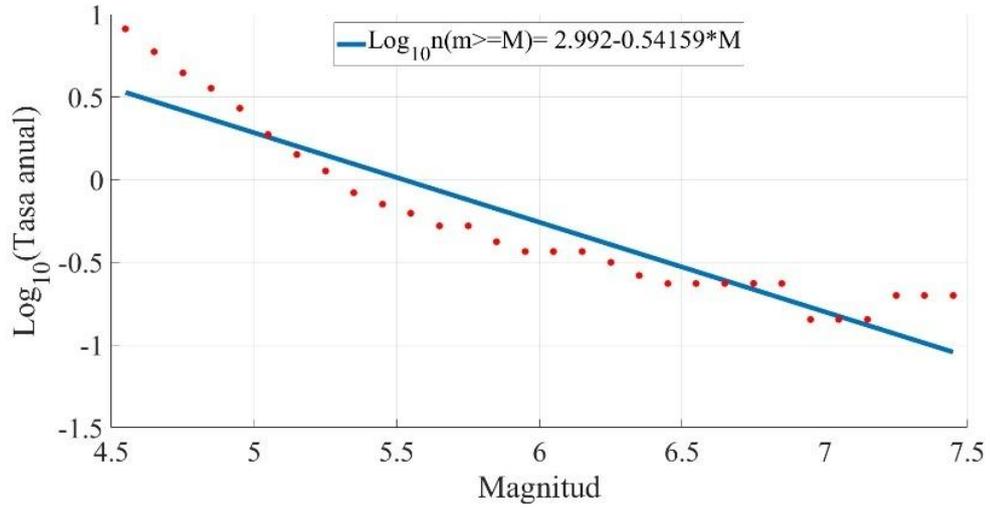
Como se puede observar en las figuras 2-15 a 2-20, únicamente las fuentes 9s, 6s y 8s tienen toda o casi toda su extensión dentro del área, pero se seleccionó sólo la 8s por ser la fuente en la que está ubicada la ciudad de Cuenca.

Obtención del polígono de la fuente 9c:

Tras la referenciación del mapa de fuentes sismogénicas presentado por Quinde & Reinoso (2016), se creó el polígono en formato “.shp” de la fuente, en la que se encontró un total de 45 sismos de tipo cortical para la regresión lineal.

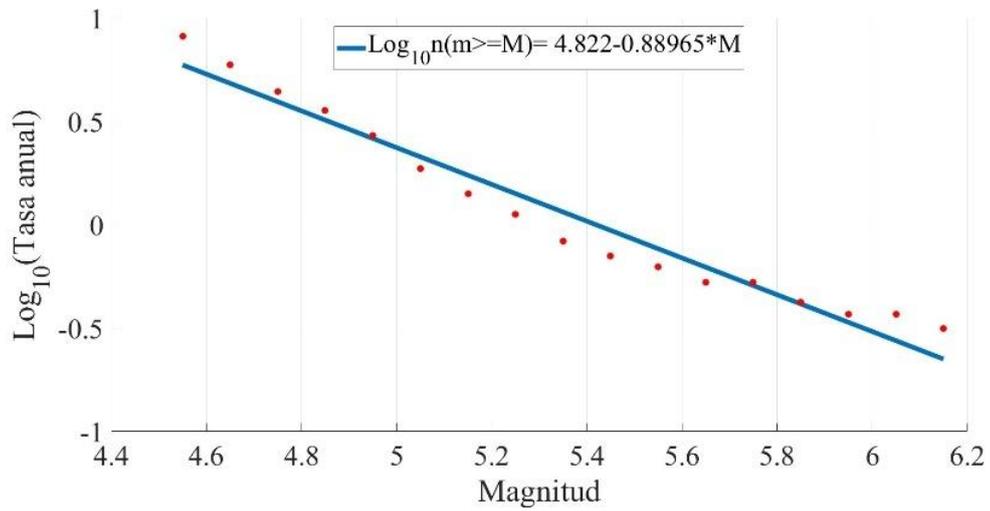
para la fuente 8s:

Figura 2-21: Fuente 8s –primera iteración – Mmin 4.5 – Mmax 7.5



Fuente: elaboración propia

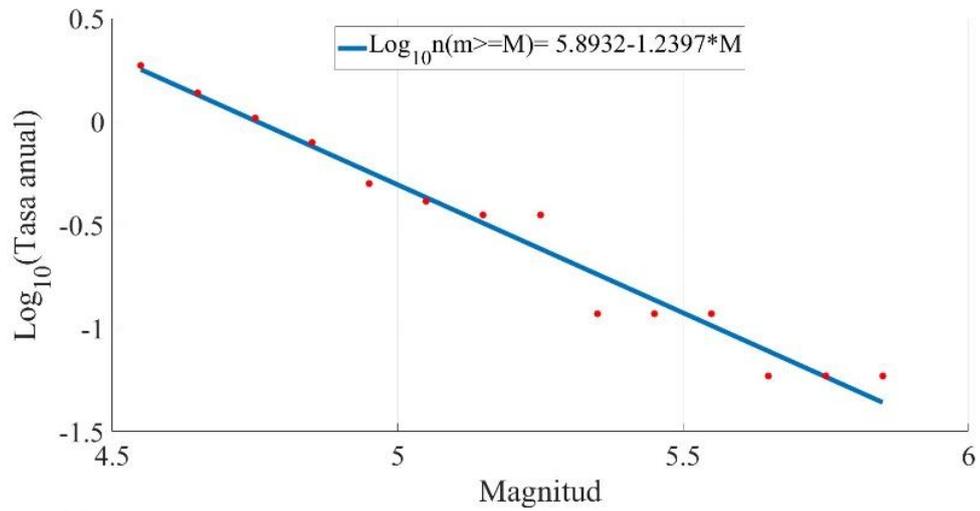
Figura 2-22: Fuente 8s –segunda iteración – Mmin 4.5 – Mmax 6.2



Fuente: elaboración propia

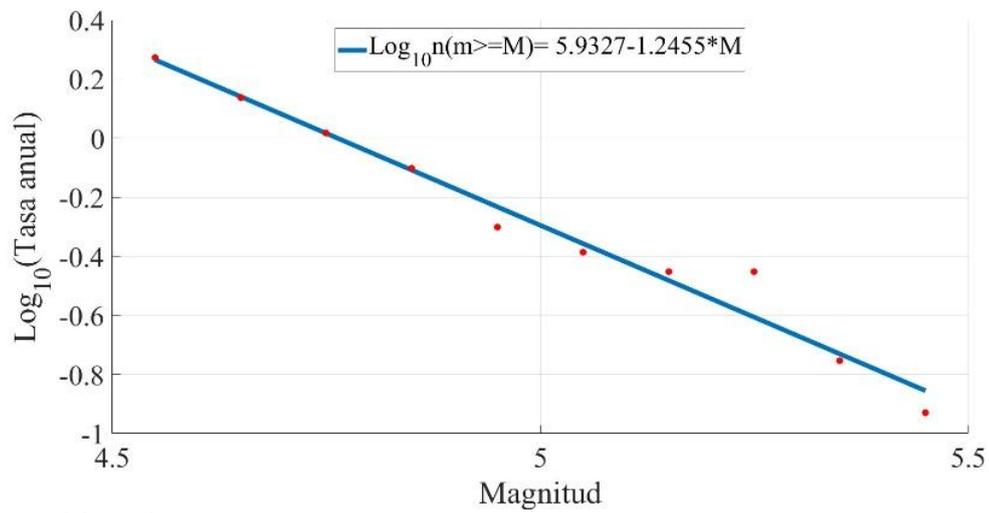
para la fuente 9c:

Figura 2-23: Fuente 9c – Mmin 4.5 – Mmax 5.9



Fuente: elaboración propia

Figura 2-24: Fuente 9s – Mmin 4.5 – Mmax 5.5



Fuente: elaboración propia

- Modelos de atenuación

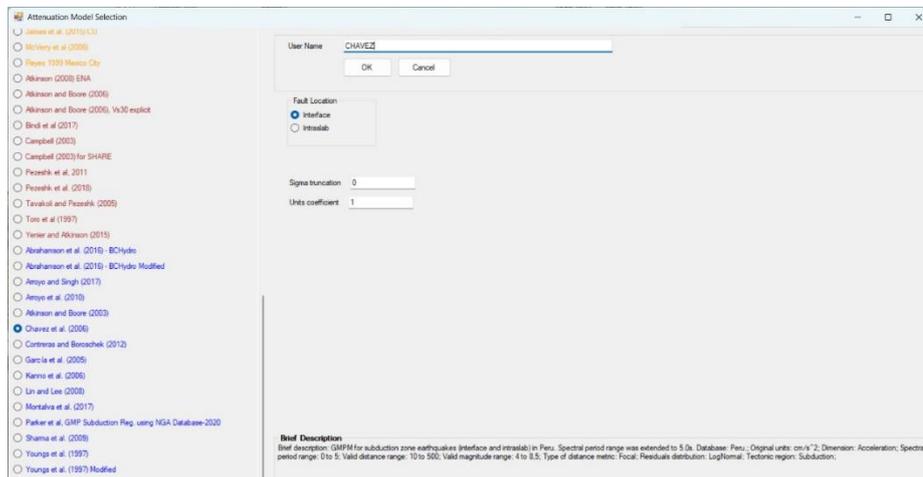
R-CRISIS requiere que se indique cuál es el modelo de atenuación asignado a cada uno de los polígonos que representa a las fuentes sísmicas, ya que existen diferentes modelos para cada tipo de fuente sísmica, y a su vez cada modelo de atenuación tiene sus propias características, las cuales deberán asemejarse al estudio que se está realizando.

Las leyes de atenuación sísmica son herramientas fundamentales en ingeniería sísmica y sismología, ya que permiten estimar la intensidad del movimiento del terreno en función de parámetros como la magnitud del sismo, la distancia al epicentro o hipocentro, y las características geológicas del sitio.

Estas leyes se derivan mediante modelos semiempíricos que combinan principios físicos con ajustes estadísticos a datos observados, lo que las convierte en elementos clave para evaluar el peligro sísmico y diseñar estructuras sismorresistentes (Arboleda & Ordaz, 1994).

La interfaz de selección de los modelos de atenuación de R – CRISIS, se muestra en la Figura 2-25.

Figura 2-25: Interfaz de elección de los modelos de atenuación



Fuente: tomada de interfaz R-CRISIS

El estudio de Arboleda & Ordaz (1994) analiza diversos enfoques para derivar leyes de atenuación, destacando tres metodologías principales:

- Regresión en una etapa: ajusta simultáneamente los coeficientes que relacionan el logaritmo de la aceleración ($\log A$) con la magnitud (M) y la distancia (R), pero puede generar resultados físicamente inconsistentes.
- Regresión en dos etapas: separa el ajuste de la dependencia con la distancia y la magnitud, reduciendo interferencias entre incertidumbres. Requiere sismos registrados en múltiples estaciones.
- Enfoque bayesiano: incorpora conocimiento previo mediante probabilidades, mejorando la robustez cuando los datos son escasos o incompletos.

Un hallazgo relevante es que las extrapolaciones fuera del rango de datos observados deben tratarse con cautela, dada la naturaleza semiempírica de estos modelos. Además, la elección del método depende de la cantidad y calidad de los datos, así como de la necesidad de integrar información teórica.

En el contexto de Ecuador, donde los registros de alta aceleración son limitados, estudios como los de Aguiar *et al.* (2010) y metodologías como las expuestas por Arboleda y Ordaz (1994) son esenciales para desarrollar leyes de atenuación regionales confiables, diferenciando entre sismos corticales y de subducción.

El estudio desarrollado por Aguiar *et al.* (2010) aborda la problemática de la escasez de registros sísmicos con aceleraciones significativas ($>0.2g$) en Ecuador, lo cual limita la precisión de los estudios de peligro sísmico en la región.

Para resolver esta limitación, los autores proponen un enfoque metodológico basado en información macrosísmica, específicamente intensidades en la escala de Mercalli Modificada (MM), complementada con datos de aceleraciones máximas derivadas de sismos registrados en países vecinos como Colombia, Perú y Chile.

La investigación se centra en la derivación de leyes de atenuación diferenciadas para dos tipos de eventos sísmicos: aquellos asociados a fallamiento cortical y aquellos relacionados con procesos de subducción.

Para los sismos corticales, la ley de atenuación de intensidades obtenida presenta una marcada dependencia de la magnitud momento (M_w) y la distancia hipocentral (D),

evidenciando una atenuación más rápida de las ondas sísmicas en comparación con los eventos de subducción.

En contraste, las leyes derivadas para sismos de subducción muestran una menor sensibilidad a la distancia, lo cual es consistente con los mecanismos de propagación de ondas en este tipo de eventos.

R-CRISIS requiere el ingreso de modelos de atenuación que caractericen adecuadamente la disminución de la intensidad del movimiento sísmico en función de parámetros como la magnitud y distancia (Ordaz & Salgado, 2021).

Para la selección de los modelos de atenuación, se consideran los siguientes criterios técnicos:

- Rango de validez de magnitud:

Las leyes deben ser aplicadas dentro del intervalo de magnitudes relevantes para el estudio, el cual abarca desde 4.5 umbral de sismos perceptibles con potencial de daño, hasta 7.8 eventos de gran magnitud asociados a rupturas corticales o de interfaz de subducción.

- Diferenciación por tipo de fuente sísmica:

Sismos corticales: producidos por fallamiento local, con atenuación más pronunciada debido a la menor profundidad y a la naturaleza dispersiva de las ondas en la corteza superior.

Sismos de subducción: generados en la interfaz de placas tectónicas, con atenuación menos marcada por la propagación de ondas en medios más homogéneos y a mayores profundidades.

Modelo de atenuación para fuentes de subducción: Modelo de Young *et al.* (1997)

El modelo de atenuación propuesto por Youngs *et al.* (1997) representa uno de los enfoques más ampliamente utilizados para la estimación del movimiento fuerte del suelo en zonas de subducción.

Este modelo fue desarrollado a partir de un análisis estadístico de registros sísmicos obtenidos en diversas regiones tectónicamente activas, como Japón, México, Chile, Alaska y las Islas Salomón.

Su formulación permite predecir parámetros como la aceleración máxima del suelo (PGA) y los espectros de aceleración (SA), considerando la magnitud del evento sísmico, la distancia a la fuente y las características del sitio.

Una de las principales ventajas del modelo radica en su capacidad para diferenciar entre eventos ocurridos en la zona de contacto entre placas y en la zona dentro de la placa subducida, ajustando sus ecuaciones para reflejar la distinta naturaleza física y el patrón de propagación de ondas sísmicas asociado a cada tipo de evento Youngs et al. (1997).

Gracias a su solidez estadística y su amplia validación empírica, del modelo de Youngs et al. (1997) es frecuentemente empleado en estudios de peligrosidad sísmica a nivel internacional.

Dentro de las principales características técnicas contempladas por el modelo implementado en R-CRISIS, se destacan las siguientes especificaciones:

- rango de periodo espectral de 0.3
- rango válido de distancia de 10 a 500 km
- rango válido de magnitud de 5 a 8.5
- región tectónica de subducción

La expresión definida para la atenuación de Youngs et al. (1997), para roca, es:

$$\log(A_{max}) = 0.2418 + 1.414M_w + C1 + C2(10 - M_w)^3 \\ + C3 \ln(r_{rup} + 1.7818 e^{0.554M_w}) + 0.00307H + 0.3846Z_T$$

con desviación estándar $\sigma = C4 + C5M$

donde:

A_{max} = aceleración espectral (g)

M_w = magnitud momento

R_{rup} = distancia más cercana a la ruptura (km)

H = profundidad (km)

Z_T = tipo de fuente, 0 para interplaca y 1 para intraplaca

Tabla 2-1: Valores de constantes Ci

Periodo (s)	C1	C2	C3	C4	C5
0	0.000	0.000	-2.552	1.450	-0.100
0.075	1.275	0.000	-2.707	1.450	-0.100
0.1	1.188	-0.001	-2.655	1.450	-0.100
0.2	0.722	-0.003	-2.528	1.450	-0.100
0.3	0.246	-0.004	-2.454	1.450	-0.100
0.4	-0.115	-0.004	-2.401	1.450	-0.100
0.5	-0.4	-0.005	-2.360	1.450	-0.100
0.75	-1.149	-0.006	-2.286	1.450	-0.100
1	-1.736	-0.006	-2.234	1.450	-0.100
1.5	-2.634	-0.007	-2.160	1.500	-0.100
2	-3.328	-0.008	-2.107	1.550	-0.100
3	-4.511	-0.009	-2.033	1.650	-0.100

Fuente: Tomada de Quinde & Reinoso (2016).

Modelo de atenuación para fuentes corticales: Modelo de Chiou and Youngs (2008)

El modelo de atenuación propuesto por Chiou & Youngs (2008) constituye una de las ecuaciones de predicción de movimiento fuerte del terreno (GMPE, por sus siglas en inglés) desarrolladas en el marco del proyecto NGA (Next Generation Attenuation) para sismos tectónicos superficiales en placas activas.

Este modelo permite estimar parámetros como la aceleración máxima del suelo (PGA) y los espectros de aceleración (SA) considerando una amplia gama de variables, incluyendo la magnitud del evento, la distancia a la fuente, las condiciones del sitio (V_{s30}), y el tipo de mecanismo focal.

Gracias a su precisión y robustez es ampliamente utilizado en estudios de peligrosidad sísmica probabilista (PSHA) y en normas de diseño sísmico a nivel internacional.

- Parámetros globales

Es la sección de ingreso de los períodos de retorno para el cálculo del espectro; para este trabajo de titulación se ingresó los periodos considerados por la Norma Ecuatoriana de la Construcción (NEC), detallados en la Tabla 1-1.

La interfaz para el ingreso de los parámetros globales se muestra en la Figura 2-26.

Figura 2-26: Interfaz para parámetros globales

Integration parameters

Maximum integration distance: km

Minimum triangle size: km

Minimum Distance/Triangle Size ratio:

CAV filter

Filter type:

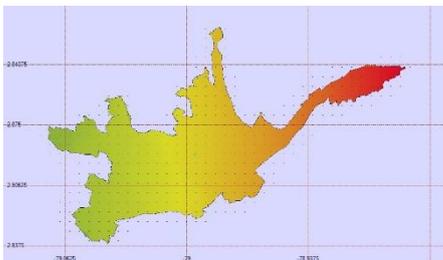
Time frame	Map return period (years)	PE in 50 years
50	72	5.01E-01
	225	1.99E-01
	475	9.99E-02
	2500	1.98E-02
	3000	1.65E-02

Fuente: Tomada de Interfaz R-CRISIS

- **Espectro obtenido**

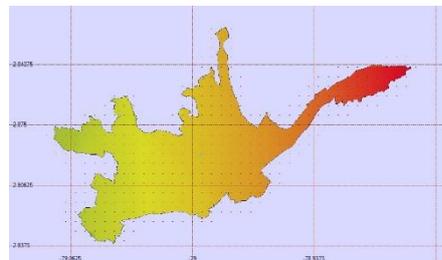
Como resultado del análisis, se obtuvo los mapas de amenaza sísmica y el espectro resultante para una probabilidad de excedencia de 0.0021, correspondiente a 475 años de periodo de retorno (como indica la Tabla 1-1) para periodos que van de 0 a 3 segundos. Los mapas se muestran en las figuras 2-10 a 1-20 y el espectro en la Figura xxxxxx.

Figura 2-27: Mapa de amenaza sísmica para un periodo estructural de 0.01s.



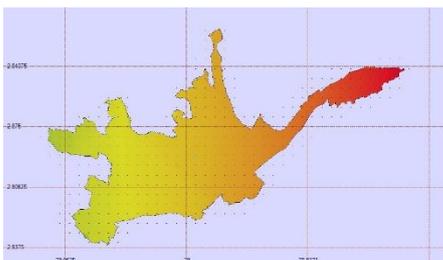
Fuente: Elaboración propia.

Figura 2-28: Mapa de amenaza sísmica para un periodo estructural de 0.05s.



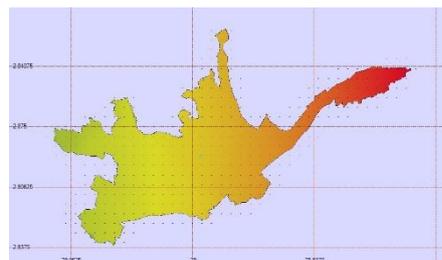
Fuente: Elaboración propia.

Figura 2-29: Mapa de amenaza sísmica para un periodo estructural de 0.1s.



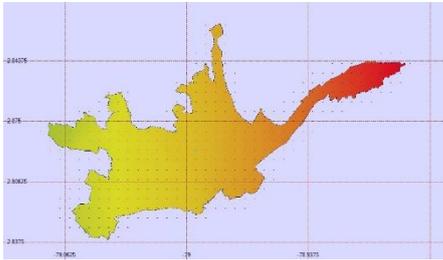
Fuente: Elaboración propia.

Figura 2-30: Mapa de amenaza sísmica para un periodo estructural de 0.15s.



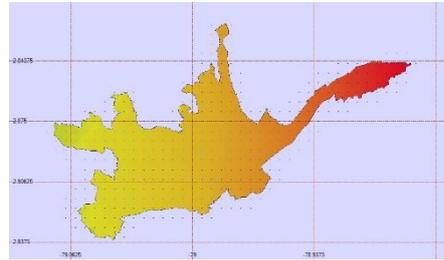
Fuente: Elaboración propia.

Figura 2-31: Mapa de amenaza sísmica para un periodo estructural de 0.3s.



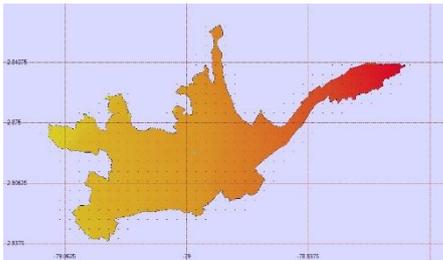
Fuente: Elaboración propia.

Figura 2-32: Mapa de amenaza sísmica para un periodo estructural de 0.5s.



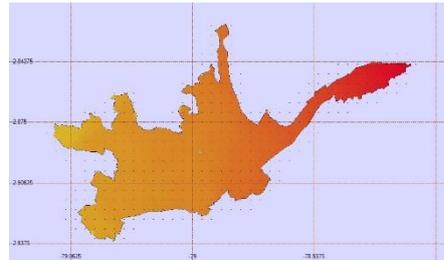
Fuente: Elaboración propia.

Figura 2-33: Mapa de amenaza sísmica para un periodo estructural de 1s.



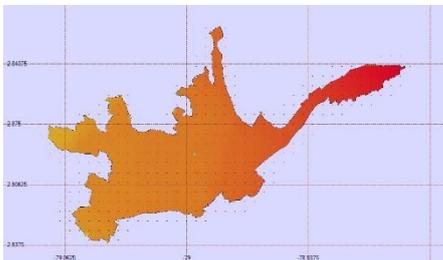
Fuente: Elaboración propia.

Figura 2-34: Mapa de amenaza sísmica para un periodo estructural de 1.5s.



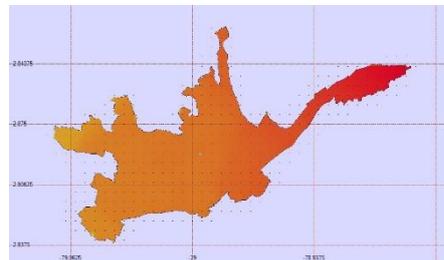
Fuente: Elaboración propia.

Figura 2-35: Mapa de amenaza sísmica para un periodo estructural de 2s.



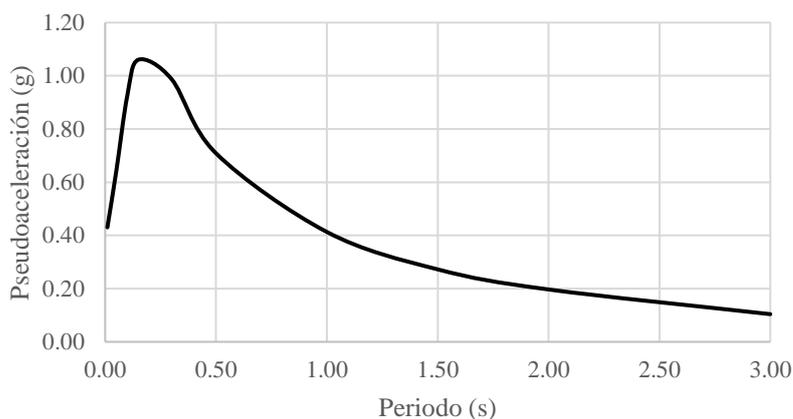
Fuente: Elaboración propia.

Figura 2-36: Mapa de amenaza sísmica para un periodo estructural de 3s.



Fuente: Elaboración propia.

Figura 2-37: Espectro resultante del análisis con R-CRISIS, utilizando las fuentes sismogénicas 8s y 9c.



Fuente: Elaboración propia a partir de los resultados de R-CRISIS.

- **Plataforma ITACA 3.0**

ITACA 3.0 es una plataforma de datos sísmicos que alberga un total de 41.444 formas de onda acelerométrica de tres componentes, generadas por 1.883 eventos sísmicos con magnitudes superiores a 3.0, registrados en el periodo comprendido entre 1972 y 2018, de estos registros; aproximadamente 30.000 formas de onda han sido sometidas a un procesamiento manual riguroso por parte de especialistas, garantizando su calidad u precisión para su uso en análisis avanzados (Istituto Nazionale di Geofísica e Vulcanología, 2018).

Esta extensa base de datos se ha recopilado a través de integración de información proveniente de múltiples redes de monitores, entre las que destacan:

- la Red Acelerométrica Nacional (RAN), gestionada por el Departamento de Protección Civil de Italia (DPC) bajo la presidencia del consejo de ministros, y
- la Red Sísmica Nacional, operada por el Instituto Nacional de Geofísica y Vulcanología (INGV).

Además, la plataforma se ha robustecido incorporando datos de redes regionales e internacionales, lo que amplía la cobertura y representatividad de los registros disponibles (Istituto Nazionale di Geofísica e Vulcanología, 2018).

La diversidad y amplitud de las fuentes de datos hacen de ITACA 3.0 la hace una herramienta invaluable para el análisis sísmico en Europa. Esta plataforma no solo facilita el acceso a datos de alta calidad, sino que también promueve la estandarización y el intercambio de información entre la comunidad científica (Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, 2018).

Sin embargo, a pesar de que ITACA representa una base de datos de gran valor y utilidad para la comunidad científica, fue descartada del análisis de este trabajo de titulación porque su alcance geográfico se restringe a la región europea, es decir, no ofrece registros de aceleraciones en el área geográfica de análisis para el caso de estudio de la ciudad de Cuenca.

- **Red sísmica del Austro**

Es un departamento dedicado al estudio de las amenazas naturales y antrópicas que afectan al territorio; su principal campo de investigación es la Ingeniería Sísmica, dado que la región austral del país presenta una alta amenaza sísmica y está expuesta a condiciones de riesgo significativas (UCUENCA, 2025).

Se solicitó formalmente al director de la Red el acceso a su catálogo sísmico; se recibió un catálogo de 3340 señales, correspondientes a 1670 sismos registrados por las cinco estaciones de monitoreo de la Tabla 2-2:

Tabla 2-2: Estaciones de monitoreo de la Red sísmica del Austro

Estación	Código	Localización		altitud msnm
		S	O	
Mazar Base	MABA	2°25'25"	78°37'22"	2120
Mazar Derecho	MADE	2°35'48"	78°37'18"	2198
Daniel Palacios Base	DPBA	2°35'37"	78°33'59"	1835
Chanlud Base	CHAB	2°40'46"	79°2'3"	3350
Chanlud Cima	CHAC	2°40'46"	79°2'3"	3426

Fuente: Elaboración propia a partir del catálogo de la Red Sísmica del Austro.

2.3 Tratamiento aplicado a las señales

Debido a que ITACA no ofrece registros en el área geográfica de análisis y a que de R-CRISIS se obtuvo directamente un espectro para Cuenca, los catálogos consolidados fueron: el de IRIS-USGS y el de la Red Sísmica del Austro.

2.3.1 Pretratamiento de los catálogos

- **Catálogo USGS**

La consolidación de este catálogo de 1308 señales, correspondientes a 654 sismos, fue demorada, porque la plataforma IRIS no permite una descarga conjunta, por lo que se descargó las señales sismo a sismo.

Los registros se descargaron en formato “.txt”, uno para cada componente, por eso fue necesario realizar una limpieza que consistió en el retiro de: los acelerogramas de las componentes no horizontales que se descargaron junto a las horizontales y los pares de acelerogramas con registros con distinto número de puntos.

Además, debido a la forma de descarga de los registros, fue necesario crear un archivo de formato “.txt” para guardar las características del sismo que no estaban dadas en los archivos de los registros de aceleración, específicamente: coordenadas del epicentro, profundidad del hipocentro, tipo de magnitud del sismo y exponentes de base 10 para la conversión de unidades de “counts” a cm/s² y luego a unidades de g.

Previo al ingreso en el código, también se verificó la condición de los registros: ninguno estaba tratado, por lo que fue necesario someterlos a la manipulación matemática descrita en la sección siguiente de Corrección y ajuste de señales.

- **Catálogo de la Red Sísmica del Austro**

El catálogo que se recibió de la Red Sísmica tiene 3340 señales, correspondientes a 1670 sismos con magnitudes que van desde menos de 4.5 Mw. No se retiró a las de sismos de magnitudes menores a 4.5 Mw porque el método no las seleccionaría, debido a que los PGA de sus espectros son insignificantes.

Todos los registros del catálogo están en unidades de cm/s^2 , por lo que la única conversión de unidades fue a unidades de g.

El formato en que se recibió los registros fue “.txt”, por lo que, para su manipulación, no se requirió ningún cambio adicional de formato.

2.3.2 Corrección y ajuste de señales

El tratamiento de señales sísmicas es indispensable para trabajar con catálogos que no han sido tratados, con el fin de que la manipulación matemática a la que son sometidos para encontrar los espectros de respuesta no altere los resultados con el arrastre y amplificación del ruido y las distorsiones contenidas en los registros sísmicos.

Todo tratamiento consta de tres procesos:

- el ajuste de media nula,
- la aplicación de la función Tuckey para suavizar el inicio y fin de la señal y
- la aplicación de la transformada de Fourier y el filtro de Butterworth, para ajustar todo el registro a la media nula, únicamente con las frecuencias de interés.

Los tratamientos más especializados contienen técnicas como el filtrado adaptativo en el dominio tiempo-frecuencia, para separar las modulaciones de amplitud y frecuencia asociadas en el deterioro progresivo de rigidez; además, métodos de análisis modal operacional permiten rastrear los cambios en las propiedades dinámicas entre cada incremento de carga sísmica, proporcionando indicadores tempranos de fallo estructural (Tombolini & Marambio, 2016).

Una manipulación crítica es el procesamiento de señales no estacionarias, donde herramientas como la transformada de Fourier de tiempo corto o la transformada de Hilbert-Huang permiten analizar la evolución temporal de las componentes espectrales durante el comportamiento no lineal (Flóres & Lozano, 2007).

El tratamiento de las señales de cada catálogo en este trabajo de titulación se aplicó con un código de MATLAB, estructurado en tres etapas:

- en la primera, se aplicó un ajuste de media nula para eliminar desplazamientos basales en las trazas sísmicas;

- en la segunda, se aplicó el ajuste de Tuckey, con una cobertura de 0.05 de la longitud de la señal, para mitigar efectos leakage espectral en los bordes de la señal;
- en la tercera, se aplicó una transformada de Fourier para caracterizar el contenido frecuencial de las señales y el filtro de Butterworth para retirar las frecuencias que están por debajo de la frecuencia menor y que superan a la frecuencia mayor.

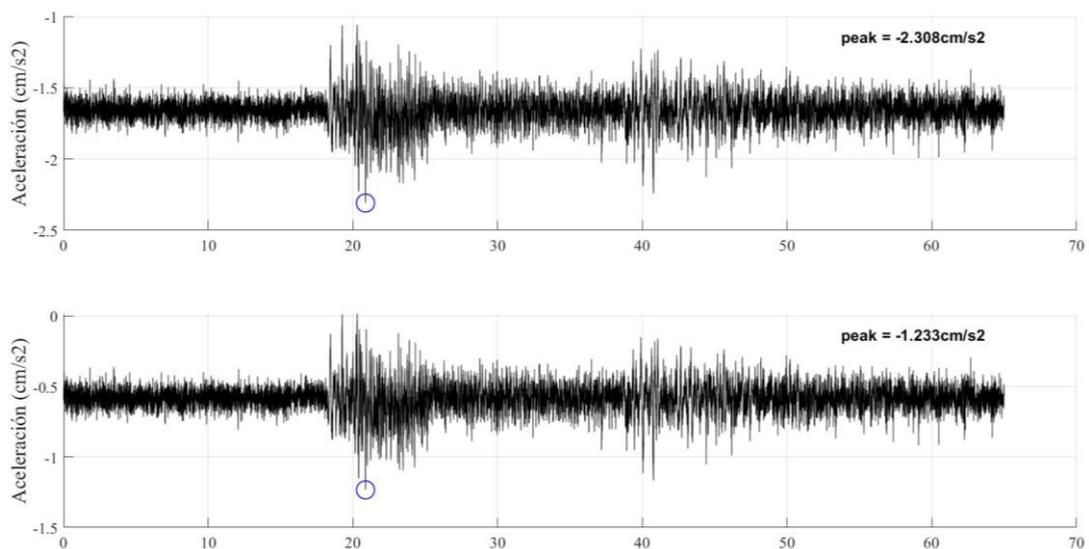
A continuación, se detalla cada una de las etapas del tratamiento:

- **Ajuste de media nula**

También llamado ajuste de remoción de la componente DC o detrending.

Consiste en encontrar el valor medio de la señal para desplazarla verticalmente hasta ese valor, como se puede observar en la Figura 2-, lo que mejora el análisis posterior al evitar desplazamientos basales que puedan distorsionar operaciones como filtrado, transformadas espectrales o correlaciones (Oppenheim & Schafer, 2011).

Figura 2-38: Ejemplo de ajuste de media nula.



Fuente: Elaboración propia a partir del catálogo de la Red Sísmica del Austro.

Su importancia radica en que:

- elimina las tendencias no geofísicas que pueden haber introducido por deriva instrumental, variaciones térmicas o acoplamiento imperfecto de los geófonos (Oppenheim & Schafer, 2011);

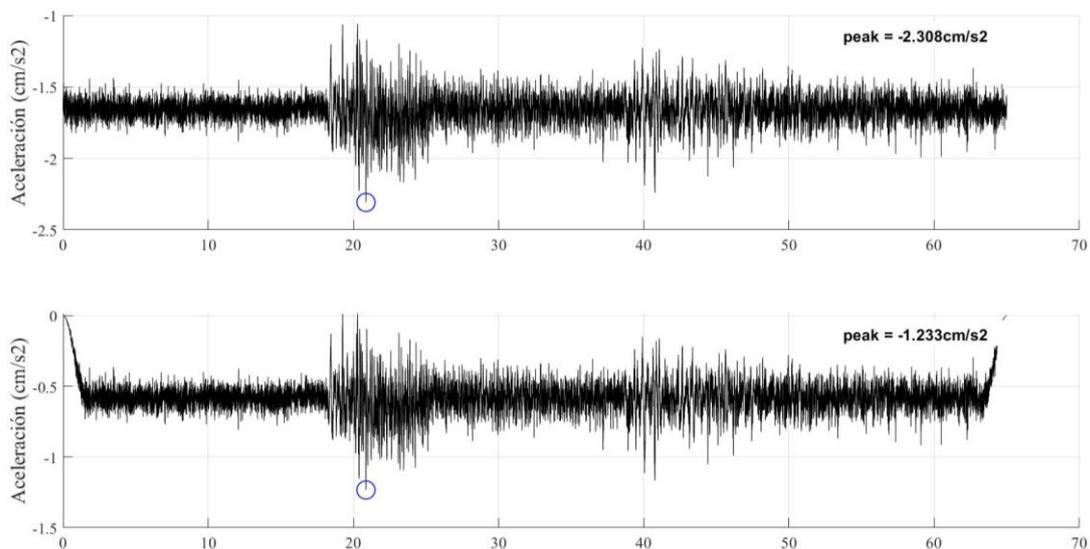
- prepara las señales para ser sometidas a una transformada de Fourier, ya que, si la señal tiene un desplazamiento, aparece un pico espurio en frecuencia cero, contaminando el espectro útil (Oppenheim & Schafer, 2011).

- **Función Tuckey**

En el procesamiento de señales sísmicas, la función Tuckey, también conocida como ventana cosenoidal, reduce distorsiones espectrales causadas por efectos de borde en el dominio de frecuencia (Gomeztagle & Ponomaryov, 2005), por eso su efecto es visible al inicio y final de la señal y depende del valor utilizado para suavizar los bordes.

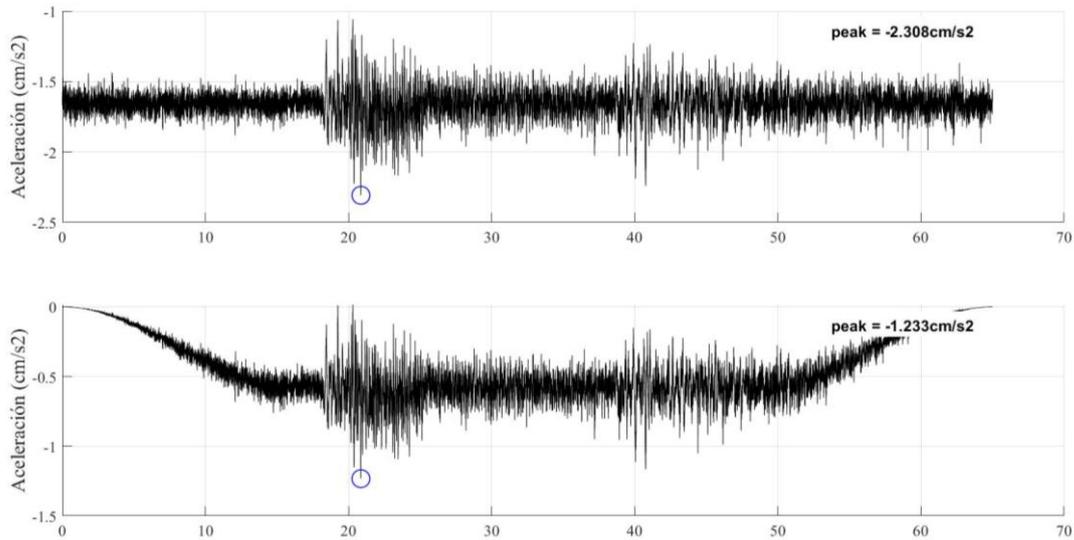
En la Figura 2-3938 puede apreciarse el efecto de la función cuando el valor de ajuste es 0.05 y en la Figura 2-39 cuando el valor de ajuste es 0.5. Un ajuste de 0.5 significa que el 50% de la señal será ajustada a un comportamiento cosenoidal: 25% al inicio y 25% al final.

Figura 2-3938: Función Tuckey con el valor de ajuste igual a 0.05.



Fuente: Elaboración propia a partir del catálogo de la Red Sísmica del Austro.

Figura 2-390: Función Tuckey con valor de ajuste igual a 0.5.



Fuente: Elaboración propia a partir del catálogo de la Red Sísmica del Austro.

A diferencia de otras ventanas, la Tuckey ofrece un equilibrio entre la resolución espectral y la atenuación de artefactos, lo que la hace especialmente útil en aplicaciones donde se requiere un análisis armónico preciso (Gomeztagle & Ponomaryov, 2005).

- **Transformada de Fourier y filtro de Butterwood**

La transformada de Fourier es una herramienta matemática valiosa en el procesamiento de señales sísmicas porque permite la transición entre el dominio temporal y el dominio frecuencial; permite descomponer señales sísmicas arbitrarias en sus componentes armónicos esenciales, facilitando la identificación de características espectrales relevantes para la interpretación geofísica (Medina, 2010).

Esto es fundamental porque:

- Identifica frecuencias clave, distinguiendo a las capas de la Tierra que responden mejor a unas frecuencias que a otras, por ejemplo, las rocas duras reflejan mejor las altas frecuencias, mientras los sedimentos suelen verse en bajas frecuencias (Medina, 2010).
- Elimina ruido, haciendo que el contenido frecuencial final corresponda exclusivamente al evento sísmico y eliminando, o minimizando, las múltiples

interferencias de maquinaria o viento, que tienen firmas de frecuencia conocidas y pueden filtrarse matemáticamente (Medina, 2010).

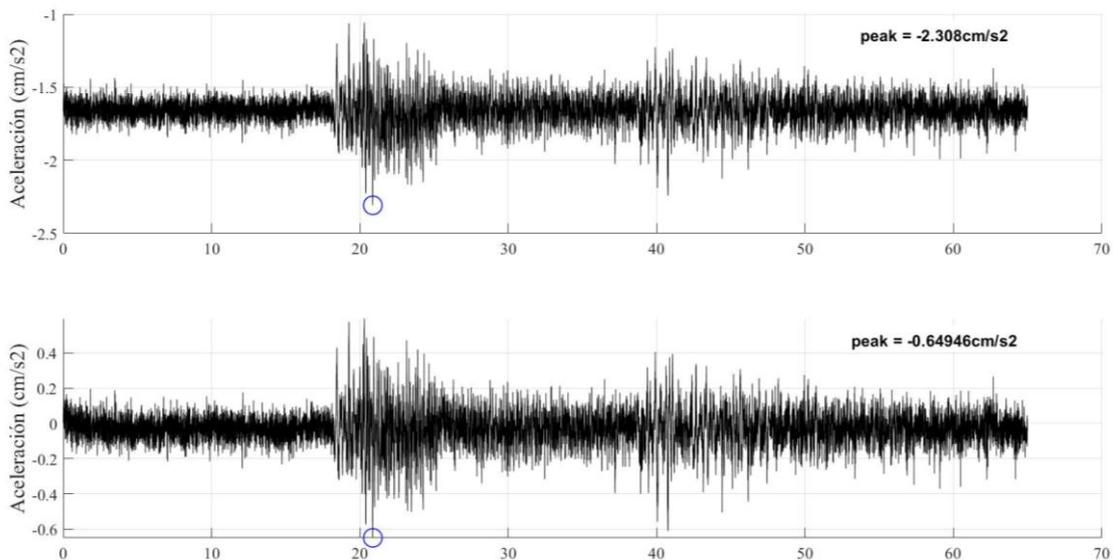
- Mejora la resolución al analizar el contenido frecuencial, haciendo más fina la señal y permitiendo una mejor distinción entre eventos sísmicos distintos, pero cercanos en el tiempo (Medina, 2010).

Para señales no estacionarias como los sismos, cuya energía varía en frecuencia y amplitud a lo largo del tiempo, la transformada de Fourier convencional resulta insuficiente, lo que ha llevado al desarrollo de técnicas más avanzadas como la transformada de Fourier de tiempo corto, que permite mapear cómo evolucionan las frecuencias en el tiempo con mayor flexibilidad (Medina, 2010).

La transformada de Fourier identifica las frecuencias que se tienen en el registro y luego se aplica el filtro de Butterworth para eliminar las frecuencias que están por fuera del rango de interés frecuencial y ajustar todo el registro a la media nula,

En la Figura 2-4140 se puede apreciar el efecto de la aplicación de la transformada de Fourier y el filtro de Butterworth tras el ajuste de media nula, sin aplicar la función Tuckey.

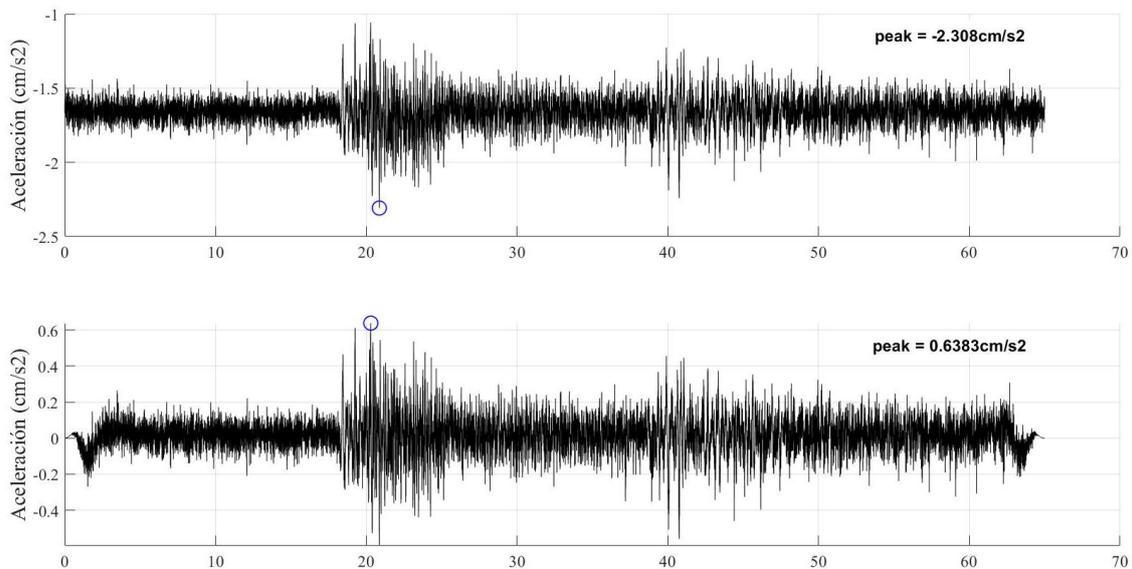
Figura 2-4140: Efecto de la transformada de Fourier y el filtro de Butterworth, tras el ajuste de media nula.



Fuente: Elaboración propia a partir del catálogo de la Red Sísmica del Austro.

En la Figura 2-41 se puede apreciar el efecto de la aplicación de la transformada de Fourier y el filtro de Butterworth tras el ajuste de media nula y la aplicación de la función Tuckey.

Figura 2-412: Efecto de la transformada de Fourier y el filtro de Butterworth, tras el ajuste de media nula y de la función Tuckey.



Fuente: Elaboración propia a partir del catálogo de la Red Sísmica del Austro.

Para este trabajo de titulación, el filtro de Butterworth se aplicó con una frecuencia límite inferior de 0.025 Hz y con una frecuencia límite superior igual a la frecuencia de Nyquist -1.

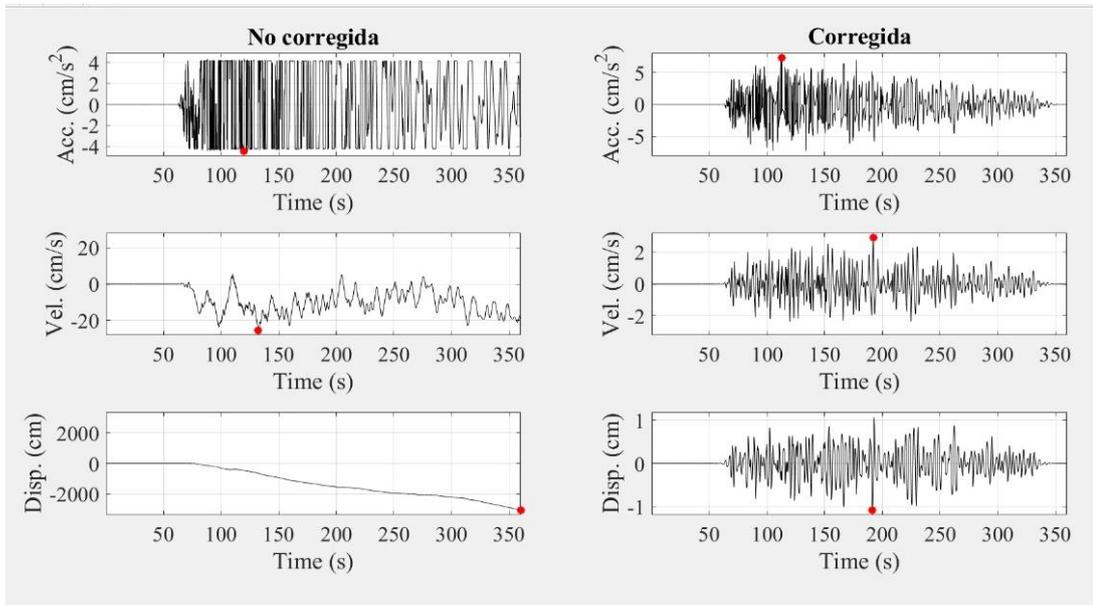
La frecuencia de Nyquist es igual a la mitad de la frecuencia de muestreo de una señal digital y se utilizó en lugar de la frecuencia utilizada por el Instituto Geofísico que es de 40 Hz, debido a que, al aplicar el filtro con 40 Hz de límite superior al catálogo de la Red Sísmica, se obtuvo un error.

La aplicación del filtro requiere de cuidado y depende de las frecuencias contenidas en el catálogo; la mala aplicación del filtro puede hacer que el resultado sea una completamente distinta a la original por la inapropiada manipulación matemática.

La Figura 2-42 muestra que el efecto del tratamiento completo de una señal no cambia su comportamiento, pero sí el valor de sus puntos máximos, por lo tanto, el espectro de la señal tratada será distinto al de la señal no tratada.

El resultado del tratamiento o corrección completa de las señales, en términos de aceleración, velocidad y desplazamiento se puede apreciar en la Figura 2-42, que muestra los valores antes y después de corregir la señal del sismo de Pedernales del 16 de abril de 2016, del catálogo de la USGS.

Figura 2-423: Sismo de Pedernales del 16 de abril de 2016, magnitud 7.8, en las costas de Ecuador.



Fuente: elaboración propia

Salta a la vista que, los cálculos obtenidos con señales no tratadas o corregidas arrastran la distorsión de la señal y la magnifican, como puede apreciarse al comparar las gráficas del desplazamiento (Disp.) en la Figura 2-43.

3. Capítulo 3: Señales compatibles

De la aplicación del método a los catálogos de la GSN-USGS y de la Red Sísmica del Austro, se obtuvo una lista de las señales más próximas al espectro elástico de diseño para la ciudad de Cuenca en un suelo tipo C, utilizando como criterio comparativo el ECM descrito en el capítulo 2.

En cambio, con la herramienta R-CRISIS, se obtuvo directamente un espectro para caracterizar la amenaza sísmica en la ciudad de Cuenca, utilizando como fuentes sismogénicas de entrada, únicamente, a la fuente de subducción 8s y a la fuente cortical 9c, descritas en el capítulo 2.

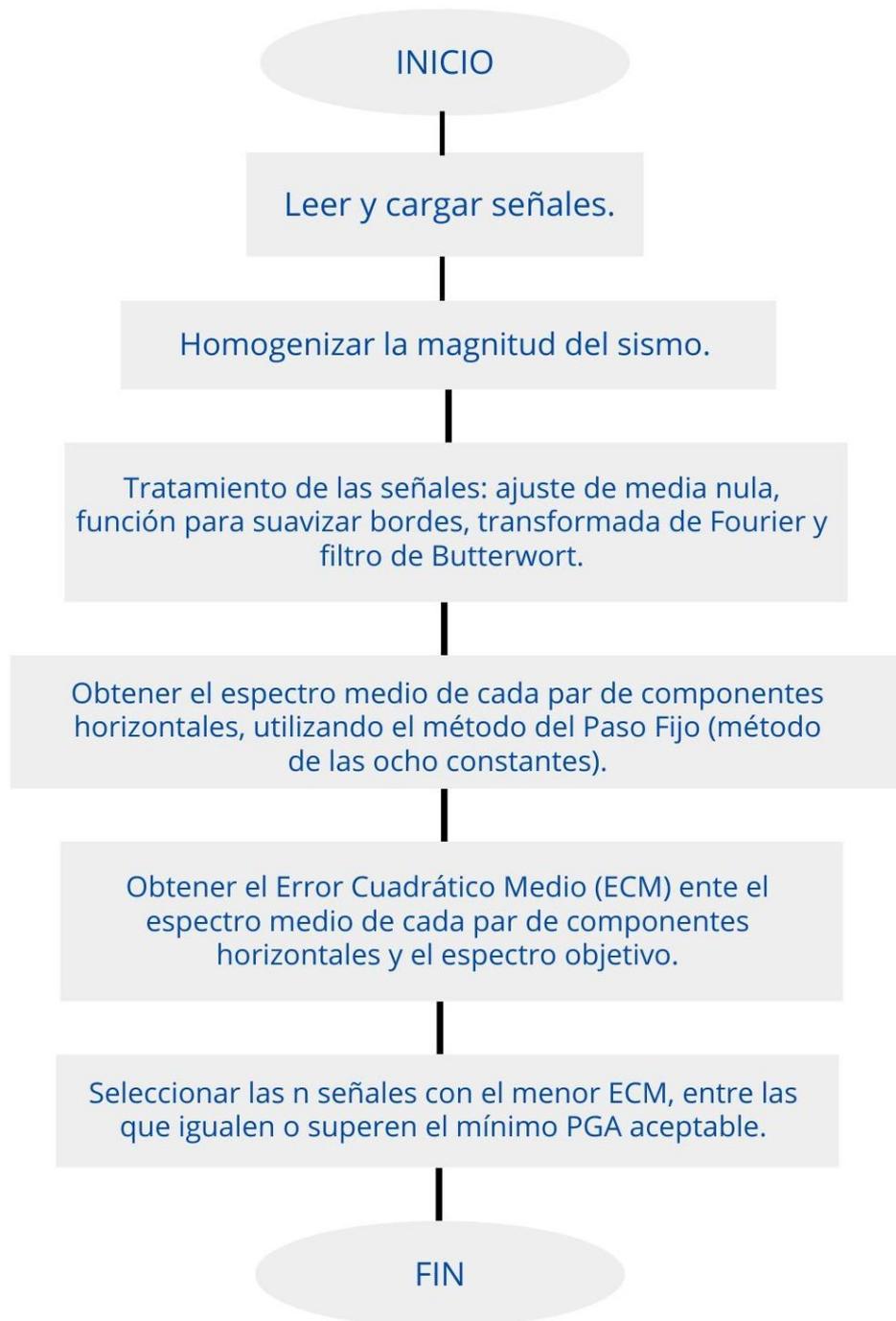
Más, el primer resultado es el algoritmo del método y su código en MATLAB, elaborado para ser suficientemente flexible para aplicarse a cualquier catálogo sísmico.

3.1 Algoritmo del Código

El algoritmo contiene las siguientes partes:

- Lectura de las señales, adecuada al formato de cada catálogo sísmico.
- Obtención de la media geométrica de los espectros de las componentes horizontales
 - o Filtración de cada componente horizontal
 - o Obtención del espectro de respuesta de cada componente horizontal
 - o Obtención de la media geométrica de los espectros de respuesta de las componentes horizontales
- Obtención del error cuadrático medio entre la media geométrica de los espectros y el espectro objetivo
- Identificación de las once señales con el menor error cuadrático.

A continuación, el diagrama de flujo:

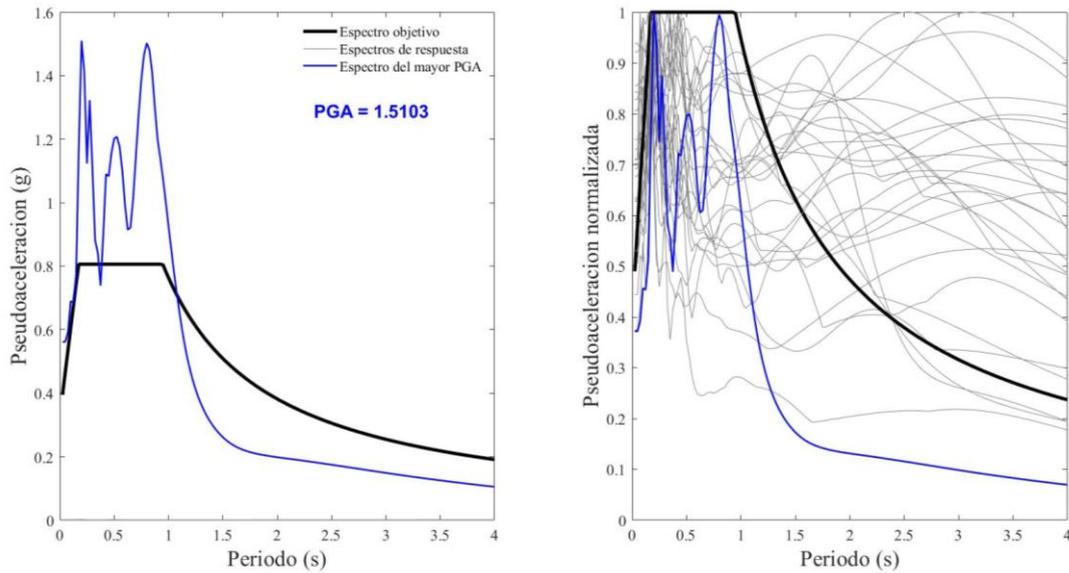


3.2 Resultados

3.2.1 Catálogo USGS

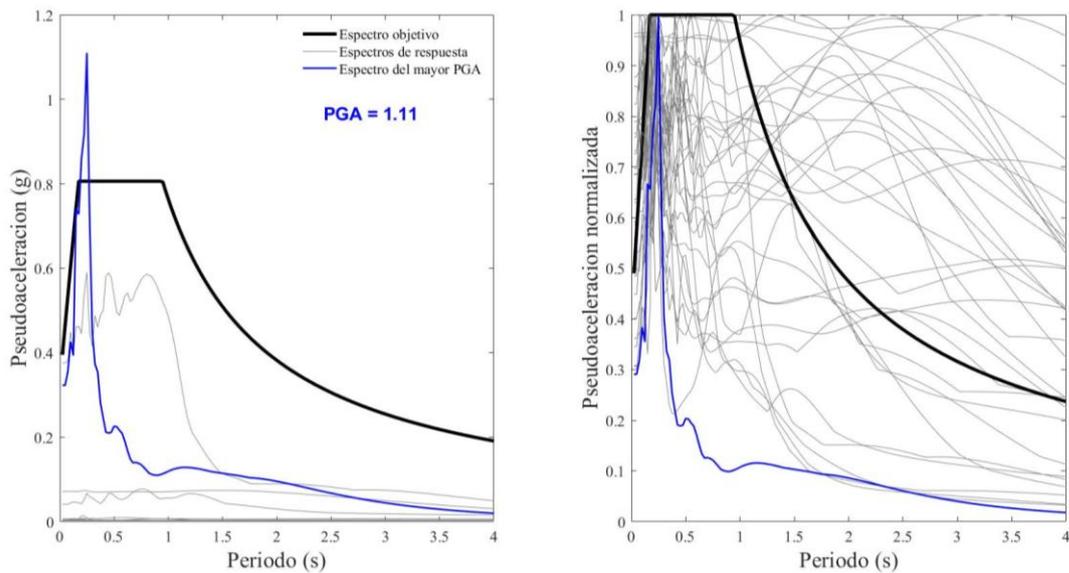
Tras la aplicación del código, las señales con $PGA > 0.15(g)$ fueron las de los sismos de la Tabla 3-1, cuyos espectros de respuesta se indican en la Figura 3-1 a Figura 3-4.

Figura 3-1: Espectros de respuesta del año 2021.



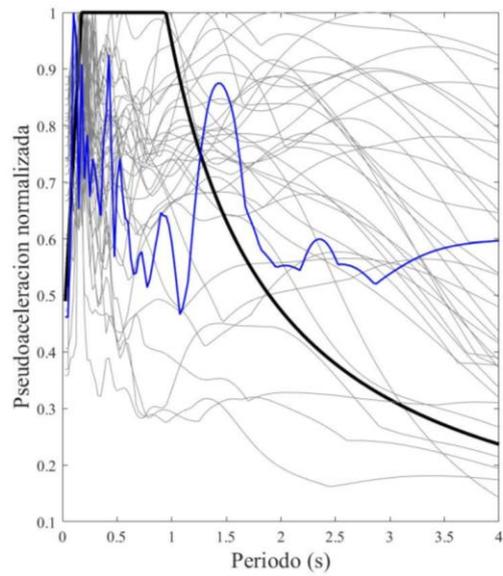
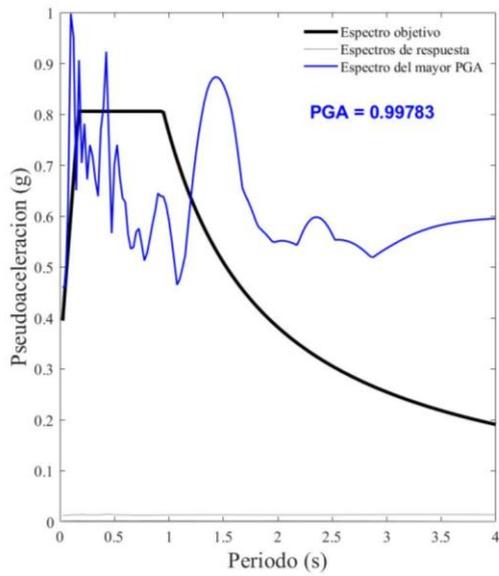
Fuente: Elaboración propia.

Figura 3-2: Espectros de respuesta del año 2019.



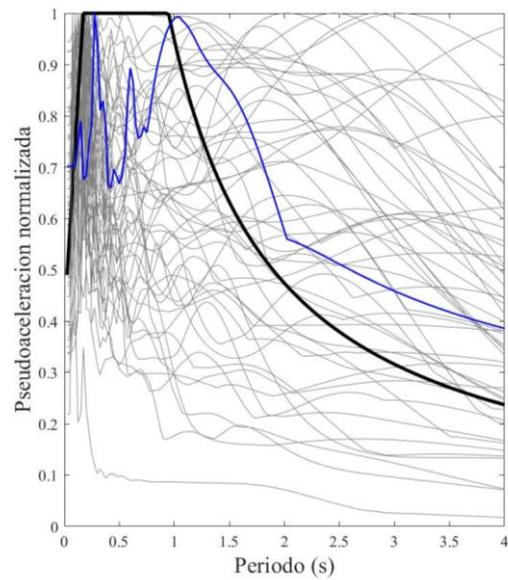
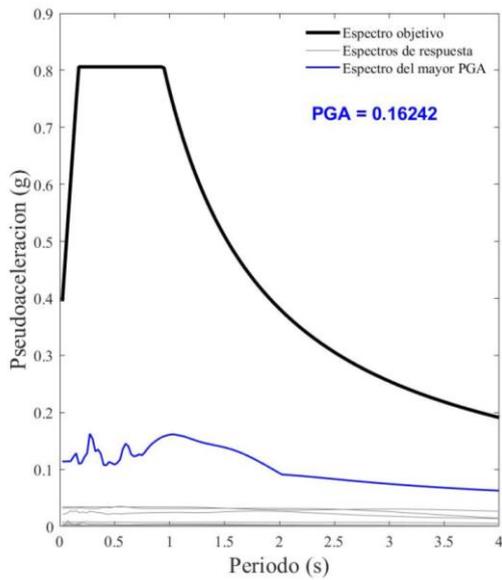
Fuente: Elaboración propia.

Figura 3-3: Espectros de respuesta del año 2022.



Fuente: Elaboración propia.

Figura 3-4: Espectros de respuesta del año 2016.



Fuente: Elaboración propia.

Tabla 3-1: Sismo de las señales seleccionadas con su respectivo ECM.

Sismo	Latitud	Longitud	Magnitud (Mw)	Profundidad (km)	ECM	PGA
2021-06-06-mb45-near-coast-of-ecuador	-0.9631	-80.97	4.50	10	0.0431	1.5103
2019-04-08-mb49-near-coast-of-ecuador	-2.15	-80.39	4.90	45	0.1120	1.1100
2022-10-19-mb46-ecuador	-1.64	-77.66	4.60	182	0.1294	0.9978
2016-04-20-mwb60-near-coast-of-ecuador	0.7079	-80.04	6.00	10	0.1310	0.1624

Podría pensarse que: a mayor PGA, menor ECM, sin embargo, no se puede llegar a esa conclusión, debido a que, matemáticamente, a medida que crece un espectro, es decir, a medida que aumenta su PGA, se aleja del espectro objetivo, por lo que el ECM empezará a crecer.

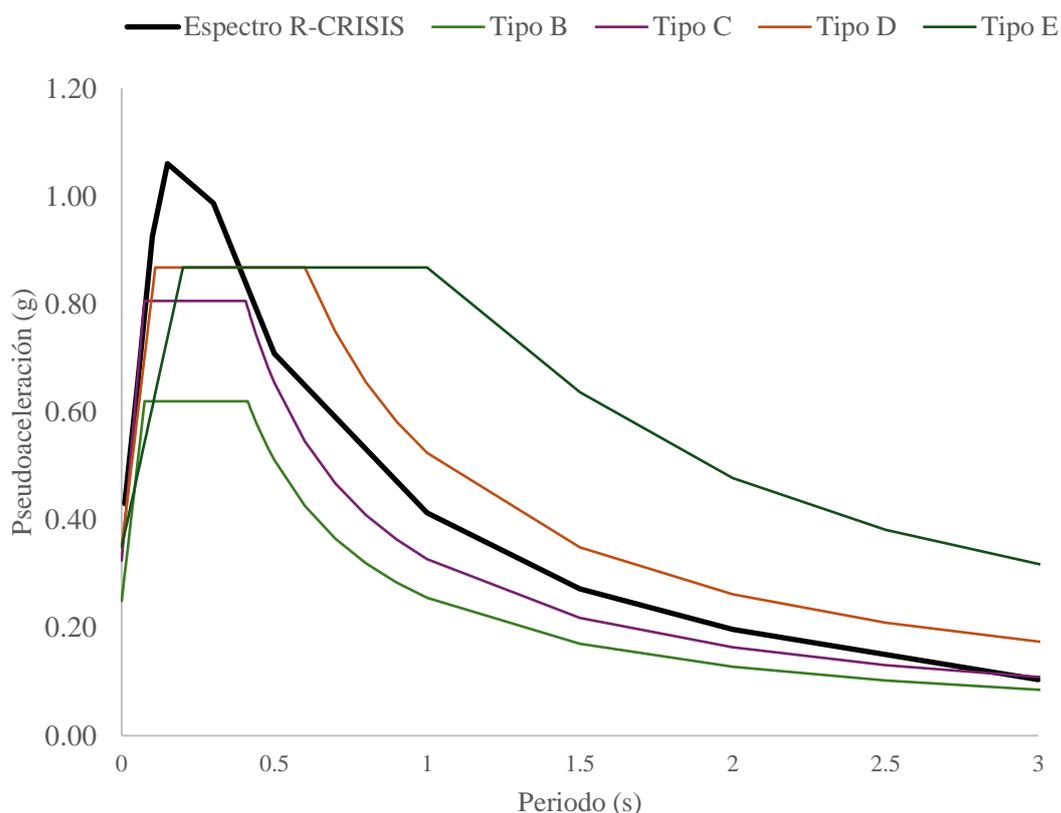
No se identificó ningún patrón en la relación entre las variables ECM y PGA(g), ni con las variables de profundidad y magnitud.

3.2.2 Herramienta R-CRISIS

Debido a que la herramienta R-CRISIS no ofrece catálogos sísmicos, sino directamente el espectro probabilista de una región, a partir de las fuentes sismogénicas de ingreso, el análisis que se hizo fue de comparación entre el espectro obtenido con R-CRISIS y los espectros de diseño elástico dados por la NEC, para Cuenca en los cinco tipos de suelo.

La comparación, mostrada en la Figura 3-6, permite apreciar que, si bien el espectro obtenido con la herramienta R-CRISIS no corresponde al de un análisis de peligrosidad, muestra un comportamiento espectral igual que el de los espectros elásticos de diseño de la NEC (2014) y que se asemeja más al de Cuenca - suelo tipo C, con un máximo que alcanza el valor de 1.06(g).

Figura 3-6: Comparación del espectro de R-CRISIS con los espectros de diseño elástico de la NEC, para Cuenca.



Fuente: Elaboración propia a partir de los resultados de R-CRISIS.

3.2.3 Catálogo de la Red Sísmica del Austro

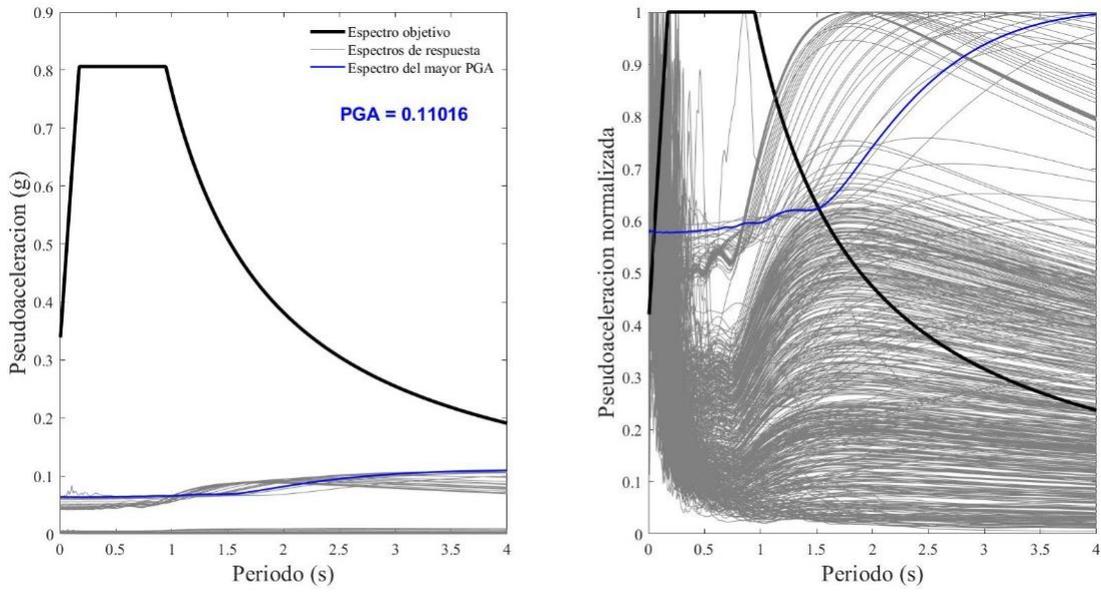
Los resultados obtenidos del análisis del catálogo de la Red Sísmica se muestran a continuación, en las figuras 3-7 a 3-11.

Se observa que, en dos estaciones se obtuvo un espectro de respuesta con PGA superior a 0.15(g): en Chanlud cima y en Daniel Palacios Base.

La primera está ubicada en la parte alta de la presa de Chanlud, en la cuenca alta del río Machángara; por lo que el resultado puede deberse a que el movimiento que llega al instrumento registrador se ve amplificado por la vibración del agua de la presa.

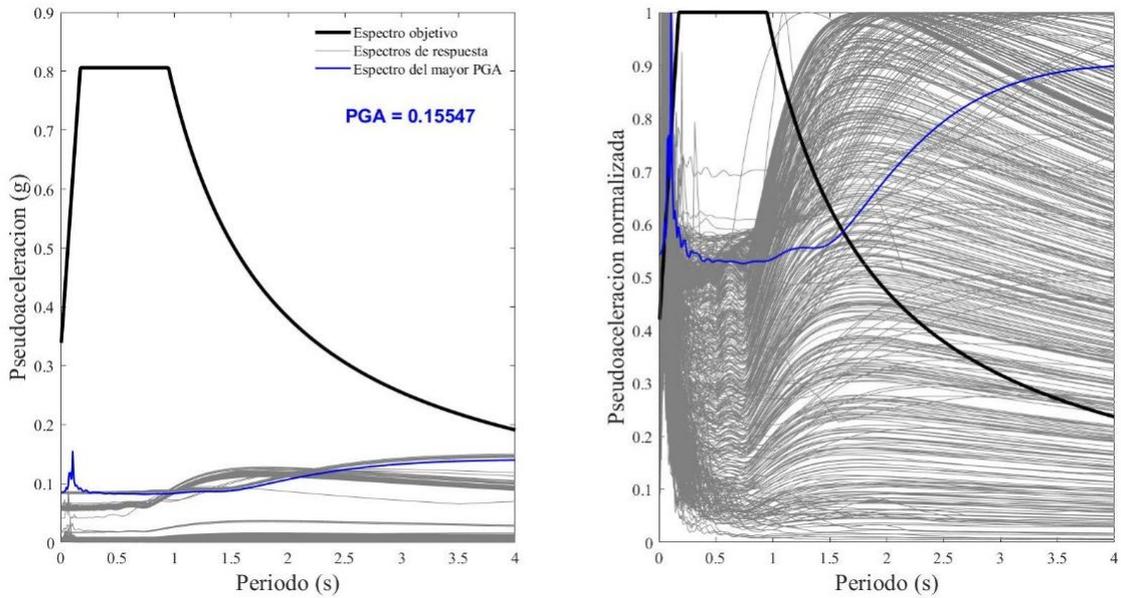
La segunda está ubicada en la presa Daniel Palacios, que forma parte del Complejo Hidroeléctrico Paute Integral, por lo que el resultado espectral puede contener una amplificación debida a la vibración del gran volumen de agua que almacena la “Cola de San Pablo”.

Figura 3-5: Espectros de respuesta para la estación Chanlud Base.



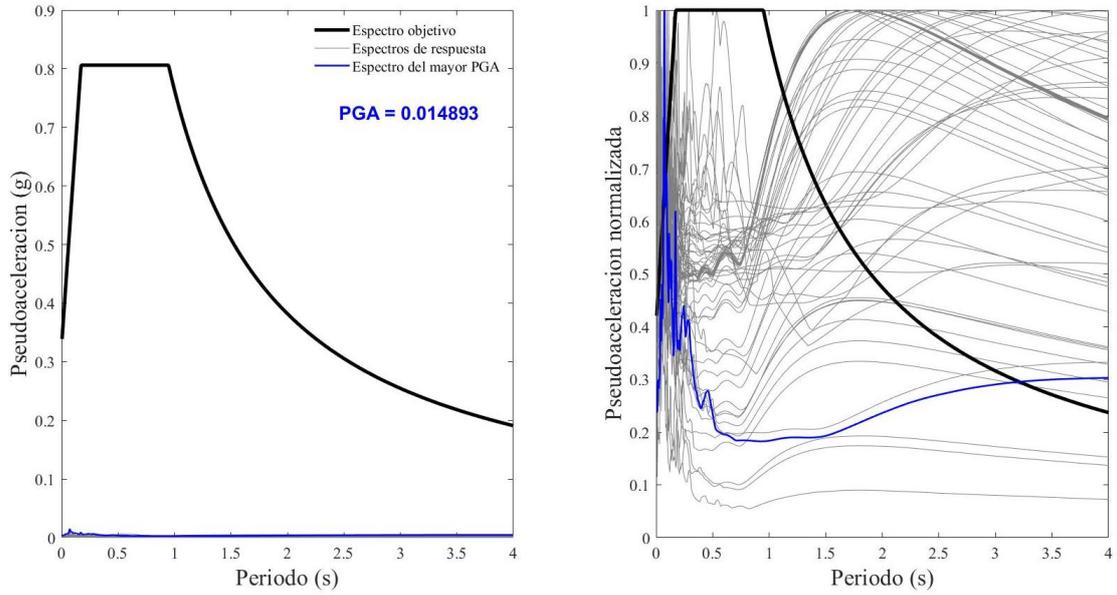
Fuente: Elaboración propia

Figura 3-6: Espectros de respuesta para la estación Chanlud Cima.



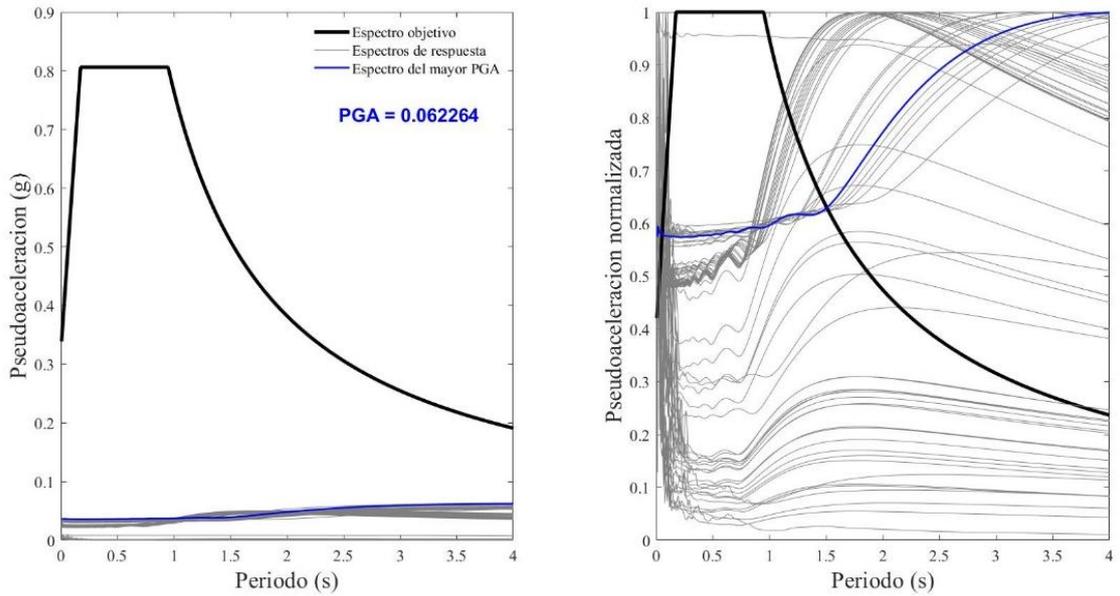
Fuente: Elaboración propia

Figura 3-7: Espectros de respuesta para la estación Mazar Derecha.



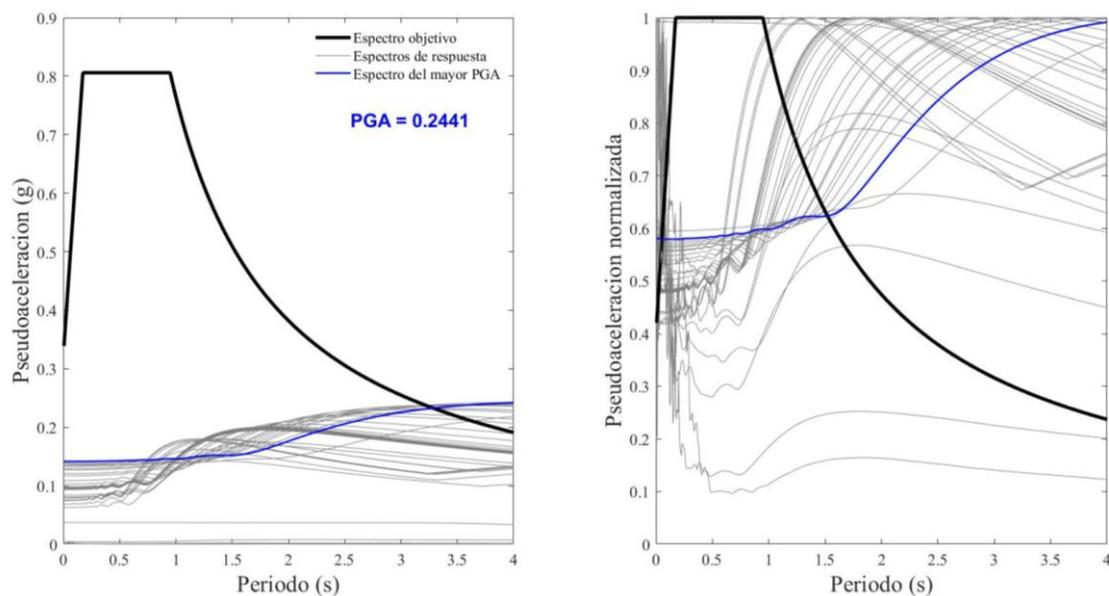
Fuente: Elaboración propia

Figura 3-8: Espectros de respuesta para la estación Mazar base.



Fuente: Elaboración propia

Figura 3-9: Espectros de respuesta para la estación Daniel Palacios Base.



Fuente: Elaboración propia.

3.3 Conclusiones

Del catálogo de la GSN-USGS, el sismo de mayor compatibilidad con el espectro elástico de diseño dado por la NEC para Cuenca-suelo tipo C es el del 06 de junio de 2021, de 4.5 Mw, con epicentro en la zona de subducción.

Del catálogo de la Red Sísmica del Austro, el sismo de mayor compatibilidad con el espectro de diseño dado por la NEC para Cuenca-suelo tipo C es el del 06 de febrero de 2021, registrado por la estación Daniel Palacios Base.

No existe una relación directa entre el ECM y el PGA; no se puede afirmar que a mayor PGA, menor ECM, debido a que un espectro de respuesta se acerca al espectro

objetivo y reduce su ECM sólo hasta alcanzar al espectro objetivo; después de superarlo, empieza a crecer.

Tres de los cuatro sismos generadores de las señales seleccionadas con la aplicación del método al catálogo USGS están en la zona de subducción. Esto es congruente con la extensa bibliografía revisada que señala a la zona de subducción como la región con la mayor actividad sísmica del Ecuador.

El comportamiento de los tres primeros sismos seleccionados del catálogo USGS inicia en un valor cercano al de inicio del espectro objetivo, crece precipitadamente y luego decae, a diferencia de los dos sismos seleccionados del catálogo de la Red Sísmica del Austro, cuyo comportamiento crece aceleradamente a partir del periodo estructural $T=1.5s$.

El tratamiento de las señales es determinante para obtener resultados que representen a la realidad; no se debe utilizar catálogos sin tratamiento adecuado de señales y, si no se cuenta con catálogos tratados, se tiene que caracterizar el contenido frecuencial de las señales y luego aplicar el método de este trabajo de titulación.

3.4 Recomendaciones

Para desarrollar una segunda etapa de esta investigación, se recomienda obtener catálogos sísmicos mucho más robustos y bien caracterizados, tanto de acelerogramas reales, como de acelerogramas híbridos.

Además, es indispensable que, previo a aplicar el método, se caracterice el contenido frecuencial de las señales de cada catálogo, para que la aplicación del filtro de Butterworth sea la apropiada y no afecte negativamente los resultados.

Dado que las propiedades del suelo tienen un efecto importante de amplificación de las ondas sísmicas, se recomienda que, para un análisis más profundo, el catálogo que se utilice tenga plenamente identificadas las propiedades y características del sitio de ubicación de la estación registradora.

Para obtener una mayor precisión del nivel de amenaza sísmica, se recomienda profundizar el análisis con la herramienta R-CRISIS, con un análisis de peligrosidad.

Referencias

- (USGS), U. G. (s.f.). *USGS Magnitud 2.5+ Earthquakes, Past Day*. Obtenido de <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/map/?extent=-14.94478,-134.29688&extent=69.59589,-55.72266&format=dyfi&sort=largest>.
- Acevedo, A. (2012). Criterios sismológicos para seleccionar acelerogramas reales en la red nacional de acelerógrafos de Colombia para su uso de análisis dinámicos. *Revista Escuela de Ingeniería de Antioquia*.
- Aguilar Falconí R. (2006). *Dinámica de estructuras con MATLAB*. Quito.
- Aguilar, A., & Gonzales, G. (2020). Funciones de fragilidad analíticas mediante análisis dinámico incremental para estimar vulnerabilidad sísmica del pabellón frontal del Hospital Casimiro Ulloa. *Universidad Peruana de Ciencias Aplicadas*.
- Aki, K., & Richards, P. (2002). *QUANTITATIVE SEISMOLOGY*. California : University Science Books.
- Alvarado, A., & Yepes, H. (2016). Geología de Terremotos y Tsunamis en Ecuador. *Instituto Panamericano de Geografía e Historia*.
- American Physical Society. (01 de 01 de 2019). *APS NEWS*. Obtenido de January 6, 1912: Alfred Wegener Presents His Theory of Continental Drift: <https://www.aps.org/apsnews/2019/01/alfred-wegener-theory-continental-drift>
- Araya, K. (2024). Generación de acelerogramas artificiales para sismos de magnitud moderada. *Universidad de Chile, Departamento de Ingeniería Civil*.
- Arboleda, J., & Ordaz, M. (1994). Leyes de atenuación a partir de diversos planteamientos de regresión. *Revista de Ingeniería Sísmica*.
- Cabrera, E. (2022). Metodología para estimación del daño sísmico en edificios en base a modelos numéricos avanzados y monitorizaciones RAR. *Universitat politecnica de Catalunya*.
- Chiou, B., & Youngs, R. (2008). An NGA model for the average horizontal component of peak ground motion and response spectra. *Earthquake Spectra*.
- Chopra Anil K. (2014). *Dinámica de estructuras*. México: PEARSON EDUCACIÓN.

- CNN. (26 de septiembre de 2005). Sismo en el norte de Perú deja cuatro muertos. Obtenido de <https://web.archive.org/web/20071221211908/http://www.cnn.com/2005/WORLD/americas/09/26/peru.quake/index.html>
- Comisión Sismológica Europea. (2008). *Escala Macrosísmica Europea 1998 EMS - 98*. Hamburgo. Obtenido de La Escala Macrosísmica Europea EMS: https://media.gfz.de/gfz/sec26/resources/documents/PDF/EMS-98_Spanish.pdf
- Dagnino, J. (2014). Regresión Lineal . *Pontificia Universidad Católica de Chile*.
- Delgado, J. (2013). Análisis inelástico: un enfoque modernos con los sistemas de disipación sísmica. *UNAM*.
- Departamento del Interior de los Estados Unidos. (Septiembre de 2020). *USGS science for a changing world*. Obtenido de <https://www.usgs.gov/about/about-us/who-we-are>
- Encyclopaedia Britannica. (s.f.). *Mean squared error*. *Encyclopaedia Britannica*. Recuperado el 18 de 02 de 2025, de <https://www.britannica.com/science/mean-squared-error>
- Escuela Politécnica Nacional. (30 de Enero de 2012). *Instituto Geofísico*. Obtenido de <https://www.igepn.edu.ec/servicios/noticias/575-terremoto-de-esmeraldas-de-1906-uno-de-los-sismos-m%C3%A1s-grandes-la-historia>
- Fernández, R. (2015). Efecto de direccionalidad en la amenaza y el daño sísmico. *Universidad Politécnica de Cataluña*.
- Flóres, H., & Lozano, C. (2007). Análisis y tratamiento de señales de fuentes sismogénicas de campo cercano a San José de Cúcuta, Colombia. *GIGA, Universidad Francisco de Paula Santander*.
- Gomeztagle, F., & Ponomaryov, V. (2005). Procesamiento en tiempo real de secuencias de video usando filtros de orden estadístico. *Computación y Sistemas* .
- Hanks, T., & Kanamori, H. (1979). A moment magnitude scale. *Solid Earth* .
- Hernández E. & Villamizar L. (2019). *Diseño por desempeño sísmico de edificaciones*. Limusa.

- Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional. (2016). *Informe Sísmico Especial N.º 18 - 2016: Terremoto del 16 de abril de 2016*. Obtenido de https://www.igepn.edu.ec/1324-informe-sismico-especial-n-18-2016.html?utm_source=chatgpt.com
- Instituto Geofísico. (s.f.). *Preguntas más frecuentes - Sismos*. Recuperado el 26 de 03 de 2025, de <https://www.igepn.edu.ec/component/fsf/?view=faq&catid=2>
- Instituto Geofísico. (s.f.). *Registros Acelerográficos*. Obtenido de <https://www.igepn.edu.ec/registros-acelerograficos>
- Instituto Geofísico. (s.f.). *Red Nacional de Sismógrafos (RENSIG)*. Recuperado el 20 de 03 de 2025, de <https://www.igepn.edu.ec/red-nacional-de-sismografos>
- Instituto Nazionale di Geofísica e Vulcanologia. (2018). *Itaca, Italian Accelerometric Archive*. Obtenido de https://itaca20.mi.ingv.it/ItacaNet_30/.
- K.Chunga, A. Michetti, A. Gorshkov, G. Panza, A. Soloviev, C. Martillo. (Diciembre de 2010). Identificación de nudos Sismogénicos Capaces de Generar Potenciales Terremotos de $M > 6$ y $M > 6,5$ en la Región Costera y Cadenas Montañosas de los Andes septentrionales del Ecuador. *Revista Tecnológica ESPOL - RTE*, 23(3), 61-89. Obtenido de https://www.researchgate.net/publication/251236551_Identificacion_de_nudos_sismogenicos_capaces_de_generar_potenciales_terremotos_de_M6_y_M65_en_la_Region_costera_y_cadenas_montanosas_de_los_Andes_Septentrionales_del_Ecuador?enrichId=rgreq-c61939359475382
- Kalkan E, Chopra AK. (2010). *Practical Guidelines to Select and Scale Earthquake Records for*. USGS Open-File Report. Obtenido de https://pubs.usgs.gov/of/2010/1068/?utm_source=chatgpt.com
- Medina, J. (2010). Análisis de Fouries para el tratamiento de señales .
- Ministerio de Desarrollo Urbano y Vivienda. (2014). *Peligro Sísmico: Diseño Sismo Resistente*. Norma Ecuatoriana de la Construcción (NEC), Quito. Recuperado el 2023, de <https://www.habitatyvivienda.gob.ec/documentos-normativos-nec-norma-ecuatoriana-de-la-construccion/>

- Mora, Mauricio Alexander; Villalba, Jesús Daniel; Maldonado, Esperanza. (2006). Deficiencias, limitaciones, ventajas y desventajas de las metodologías de análisis sísmico no lineal. *Revista Ingenierías Universidad de Medellín*, 5(9), 59-74. Obtenido de <http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=75050906>
- Núñez, I., Boroschek, R., Comte, D., & Contreras, V. (2015). NUEVO PELIGRO SÍSMICO PARA CHILE. *Congreso Chileno de Sismología e Ingeniería Sísmica ACHISINA* .
- OpenStax. (2023). *Introductory business statistics* (2nd ed.). Houston: OpenStax, RiceUniversity. Obtenido de https://assets.openstax.org/oscms-prodcms/media/documents/Introductory_Business_Statistics_2e_-_WEB.pdf
- Oppenheim, A., & Schafer, R. (2011). *Tratamiento de señales en tiempo discreto* . Madrid.
- Ordaz, M., & Salgado, G. (2021). *35 años de desarrollos y mejoras continuas para el análisis probabilista de peligrosidad sísmica* . Obtenido de <https://doi.org/10.1007/s10518-021-01098-w>.
- Pinzón, L., & Hidalgo, D. (2015). Medidas de intensidad sísmica independientes de la orientación del sensor: Aplicación a una base de datos con acelerogramas de Costa Rica, El Salvador y Nicaragua. *Universidad de Costa Rica*.
- Quinde, P., & Reinoso, E. (2016). Estudio de peligro sísmico de Ecuador y propuesta de espectros de diseño para la ciudad de Cuenca. *Revista de Ingeniería Sísmica*(94), 1-26. Recuperado el 18 de Febrero de 2025, de https://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0185-092X2016000100001
- Salt Lake Community College. (s.f.). *Physical Geography and Natural Disasters*. Recuperado el 04 de 04 de 2025, de <https://slcc.pressbooks.pub/physicalgeography/chapter/4-2/>
- Stewart James. (2012). *Cálculo de una variable: Trascendentes tempranas* (7 ed.). Cengage Learning Editores, S.A.
- Tamay, J. (2018). *Estructura de cuencas intramontañosas del sur de Ecuador en relación con la tectónica de la cordillera de los Andes a partir de datos geofísicos y*

geológicos. Tesis Doctoral, Universidad de Granada. Obtenido de https://www.researchgate.net/publication/251236551_Identificacion_de_nudos_sismogenicos_capaces_de_generar_potenciales_terremotos_de_M6_y_M65_en_la_Region_costera_y_cadenas_montanosas_de_los_Andes_Septentrionales_del_Ecuador?enrichId=rgreq-c61939359475382

Tombolini, M., & Marambio, H. (2016). Diseño de un prototipo para selección y procesamiento de señales sísmicas. *Escuela de Ingeniería en Computación e Informática*.

UCUENCA. (2025). *Red sísmica del Austro* . Obtenido de <https://www.ucuenca.edu.ec/grupos/red-sismica-del-austro/>

United States Geological Survey. (s.f.). *Earthquake Hazards Program*. Recuperado el 04 de 04 de 2025, de The Science of Earthquakes: <https://www.usgs.gov/programs/earthquake-hazards/science-earthquakes>

United States Geological Survey. (s.f.). *Frequently Asked Questions I Methods and Analysis I Natural Hazards*. Recuperado el 10 de 04 de 2025, de Moment magnitude, Richter scale - what are the different magnitude scales, and why are there so many?: <https://www.usgs.gov/faqs/moment-magnitude-richter-scale-what-are-different-magnitude-scales-and-why-are-there-so-many>

Vidal, F. (2018). Los terremotos y sus causas. *Instituto Andaluz de Geofísica y Prevención de Desastres Sísmicos* . Obtenido de <file:///C:/Users/User/Downloads/Dialnet-LosTerremotosYSusCausas-2767747.pdf>.

Vogel, R. (2020). ¿La media geométrica? *Comunicaciones en Estadística - Teoría y Métodos*, 51(1), 82-94. doi:<https://doi.org/10.1080/03610926.2020.1743313>

Youngs, R., Chiou, S., Silva, W., & Humphrey, J. (1997). Strong ground motion attenuation relationships for subduction zone earthquakes. *Seismological research letters* .

Zafra, D. (27 de Julio de 2017). Ondas sísmicas, su importancia para la geofísica y la humanidad . *ResearchGate*.