Universidad Nacional Mayor de San Marcos
Universidad del Perú. Decana de América
Facultad de Ciencias Físicas
Escuela Profesional de Física

Estimación de la magnitud sísmica mediante el contenido energético de la señal para la estación sísmica de Ñaña durante el periodo 2011 - 2021

TESIS

Para optar el Título Profesional de Licenciado en Física

AUTOR

Renzo Isaac ANCHIVILCA VALENTÍN

ASESOR

Mg. Cesar JIMÉNEZ TINTAYA

Lima, Perú

2022



Reconocimiento - No Comercial - Compartir Igual - Sin restricciones adicionales

https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/

Usted puede distribuir, remezclar, retocar, y crear a partir del documento original de modo no comercial, siempre y cuando se dé crédito al autor del documento y se licencien las nuevas creaciones bajo las mismas condiciones. No se permite aplicar términos legales o medidas tecnológicas que restrinjan legalmente a otros a hacer cualquier cosa que permita esta licencia.

Referencia bibliográfica

Anchivilca, R. (2022). *Estimación de la magnitud sísmica mediante el contenido energético de la señal para la estación sísmica de Ñaña durante el periodo 2011 - 2021*. [Tesis de pregrado, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Facultad de Ciencias Físicas, Escuela Profesional de Física]. Repositorio institucional Cybertesis UNMSM.

Metadatos complementarios

Datos de autor	
Nombres y apellidos	Renzo Isaac Anchivilca Valentín
Tipo de documento de identidad	DNI
Número de documento de identidad	75932723
URL de ORCID	https://orcid.org/0000-0001-5248-2919
Datos de asesor	
Nombres y apellidos	César Omar Jiménez Tintaya
Tipo de documento de identidad	DNI
Número de documento de identidad	08677351
URL de ORCID	https://orcid.org/0000-0002-3671-4748
Datos del jurado	
Presidente del jurado	
Nombres y apellidos	Luis Pablo Vilcapoma Lázaro
Tipo de documento	DNI
Número de documento de identidad	08673585
Miembro del jurado 1	
Nombres y apellidos	Miguel Fidencio Saavedra Juan de Dios
Tipo de documento	DNI
Número de documento de identidad	06952565
Miembro del jurado 2	
Nombres y apellidos	Nick Jhonatan Moreno Moreno
Tipo de documento	DNI
Número de documento de identidad	44337297
Datos de investigación	
Línea de investigación	A.2.4.3. Ciencias del suelo
Grupo de investigación	Física de cambios ambientales y la teledetección - LABTEL
Agencia de financiamiento	No aplica

Ubicación geográfica de la investigación	País: Perú Departamento: Lima Provincia: Lima Distrito: Ate Urbanización: Sol de Vitarte Calle: centauro Latitud: -12.034668 Longitud: -76.936495
Año o rango de años en que se realizó la investigación	2021 - 2022
URL de disciplinas OCDE	Geociencias, Multidisciplinar https://purl.org/pe-repo/ocde/ford#1.05.01 Geoquímica, Geofísica https://purl.org/pe-repo/ocde/ford#1.05.04

UNMSM
Firmado digitalmente por JIMENEZ TINTAYA Cesar Omar FAU 20148092282 soft
Motivo: Soy el autor del documento
Fecha: 06.12.2022 08:05:02 -05:00

Universidad Nacional Mayor de San Marcos

Universidad del Perú. Decana de América

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS

ESCUELA PROFESIONAL DE FÍSICA

ACTA DE SUSTENTACIÓN DE TESIS PARA OPTAR EL TÍTULO PROFESIONAL DE LICENCIADO EN FÍSICA

Siendo las 18:00 horas del viernes 2 de diciembre del 2022, en el Salón de Grados de la Facultad de Ciencias Físicas (Auditorio 109), bajo la Presidencia del Mg. Luis Vilcapoma Lázaro (Presidente), Lic. Miguel Saavedra Juan de Dios (Miembro), Mg. Cesar Jiménez Tintaya (Asesor) y el Mg. Nick Moreno Moreno (Suplente), se dio inicio a la Sesión Pública de Sustentación de Tesis para la Licenciatura en Física, mediante la Modalidad M1, del Bachiller:

RENZO ISAAC ANCHIVILCA VALENTÍN

Dando lectura al Resumen del Expediente, el Presidente del Jurado, invitó al Bachiller Renzo Isaac Anchivilca Valentín a realizar una exposición de Trabajo de Tesis titulado: "Estimación de la magnitud sísmica mediante el contenido energético de la señal para la estación sísmica de Ñaña durante el periodo 2011 - 2021"

Concluida la exposición del candidato y luego de las preguntas de rigor por parte del Jurado, el Presidente, invitó al Bachiller y al público a abandonar momentáneamente la Sala de Sesión, para dar paso a la deliberación y calificación por parte del Jurado.

Al término de la deliberación del Jurado el Mg. Luis Vilcapoma Lázaro, invitó al candidato y al público a pasar a la Sala de Sesión, para dar lectura al resultado de la deliberación. Ha obtenido la calificación de:

SOBRESALIENTE	18	DIECIOCHO
(MENCIÓN)	(NÚMERO)	(LETRAS)

Finalmente, el Presidente del Jurado, propone al consejo de la Facultad que se le declare Licenciado en Física al Bachiller Renzo Isaac Anchivilca Valentín. Siendo las 18:55 Horas, se levanta la Sesión.

Mg. Luis Vilcapoma Lázaro
PRESIDENTE

Lic. Miguel Saavedra Juan de Dios
MIEMBRO

Mg. Cesar Jiménez Tintaya
ASESOR

Mg. Nick Moreno Moreno
SUPLENTE

Universidad Nacional Mayor de San Marcos
Universidad del Perú. Decana de América

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS

ESCUELA PROFESIONAL DE FÍSICA

INFORME DE EVALUACIÓN DE ORIGINALIDAD

1. Facultad: Ciencias Físicas
2. Escuela Profesional: Física
3. Autoridad Académica que emite el informe de originalidad: Mg. Jiménez Tintaya, César Omar
4. Apellidos y nombres de la autoridad académica: Mg. Jiménez Tintaya, César Omar
5. Operador del programa Informático de similitudes: Mg. Jiménez Tintaya, César
6. Documento evaluado: Tesis para optar el Título profesional de Licenciado en Física: **"Estimación de la magnitud sísmica mediante el contenido energético de la señal para la estación sísmica de Ñaña durante el periodo 2011 - 2021"**
7. Autor del documento: Renzo Isaac Anchivilca Valentín
8. Fecha de recepción del documento: 22/11/22
9. Fecha de aplicación del programa informático de similitudes: 23/11/22
10. Software utilizado
    - Turnitin
11. Configuración del programa detector de similitudes
    - Excluye textos entrecomillados
    - Incluye Bibliografía
    - Excluye cadenas menores a 40 palabras
12. Porcentaje de similitudes según programa detector de similitudes: 9% (nueve por ciento)
13. Fuentes originales de las similitudes encontradas
    - cybertesis.unmsm.edu.pe/ < 2%
    - dspace.ups.edu.ec< 1%
    - hdl.handle.net < 1%
    - repositorio.igb.gob.pe < 1%
    - dmc.iris.washington.edu< 1%
14. Observaciones: ninguna
15. Calificación de originalidad
    - Documento cumple criterios de originalidad, sin observaciones
16. Fecha del Informe: 23 de noviembre del 2022

UNMSM
Firmado digitalmente por JIMENEZ TINTAYA Cesar Omar FAU 20148092282 soft
Motivo: Soy el autor del documento
Fecha: 24.11.2022 09:37:06 -05:00

Firma del Evaluador

Este trabajo de investigación está dedicado a mi madre Martha O. Valentín, a mi padre Esteban H. Anchivilca, así como a mi hermano Stuart D. Anchivilca

Agradecimientos

Agradezco a mi madre **Martha O. Valentín Cárdenas** y a mi padre **Esteban H. Anchivilca Naupa** por los consejos y el continuo apoyo que me brindaron, logrando en mi persona un incentivo para seguir adelante a pesar de los obstáculos que puedan presentarse. Estoy muy agradecido por la buena formación que desarrollaron en mí, inculcándome valores para ser una persona de bien.

Agradezco a mi hermano **Stuart D. Anchivilca Valentín** por el apoyo que me brinda continuamente para seguir progresando en mi carrera, motivándome de esa manera a seguir desarrollando y consolidando mis conocimientos que me permitirán alcanzar mis metas.

Agradezco a mi **asesor Mg. César Jiménez Tintaya** por la paciencia que tuvo para resolver diversas dudas que se me presentaron en la elaboración de este proyecto, así como la generosidad de brindarme las herramientas necesarias para lograr ese objetivo.

Agradezco a la **Universidad Nacional Mayor de San Marcos** (UNMSM) por ser la institución donde me formé profesionalmente en una carrera de ciencias del cual me siento orgulloso.

Agradezco a mi **asesor Mg. César Jiménez Tintaya** y al **Dr. Joel Rojas Acuña** por ayudarme a incursionar en el campo de la investigación, motivándome de esa manera a seguir desarrollando investigaciones relacionadas a la Sismología.

Índice general

Agradecimientos II

Índice general III

Índice de figuras VI

Índice de tablas VIII

Resumen IX

Abreviaciones X

1. Introducción 1
- 1.1. Antecedentes . . . 2
- 1.2. Objetivos . . . 5
- 1.3. Planteo del problema . . . 5
- 1.4. Área de estudio . . . 6

2. Marco Teórico 7
- 2.1. Placas Tectónicas . . . 7
- 2.2. Proceso de subducción . . . 8
- 2.3. Distribución espacial de la sismicidad . . . 11
  - 2.3.1. Sismos de foco superficial . . . 12
  - 2.3.2. Sismos de foco intermedio . . . 13
  - 2.3.3. Sismos de foco profundo . . . 15
- 2.4. Distribución de la sismicidad según la profundidad . . . 16
  - 2.4.1. Perfil sísmico en el norte del Perú . . . 16
  - 2.4.2. Perfil sísmico en el centro del Perú . . . 17
  - 2.4.3. Perfil sísmico en el sur del Perú . . . 18
- 2.5. Teoría del rebote elástico . . . 18
- 2.6. Ondas sísmicas . . . 20
  - 2.6.1. Ondas de cuerpo . . . 20
    - 2.6.1.1. Ondas P . . . 21
    - 2.6.1.2. Ondas S . . . 22
- 2.7. Localización de un sismo . . . 22
  - 2.7.1. Parámetros hipocentrales . . . 22

2.7.1.1. Foco sísmico . . . 22
2.7.1.2. Epicentro de un sismo . . . 23
2.7.2. Métodos de localización . . . 24
2.7.2.1. Método de múltiples estaciones sísmicas . . . 24
2.8. Fórmula de Haversine . . . 25
2.9. Modelos de regresión lineal . . . 27
2.9.1. Modelo de regresión lineal simple . . . 27
2.9.2. Modelo de regresión lineal múltiple . . . 28
2.10. Instrumentación sísmica . . . 29
2.10.1. Sismógrafos . . . 29
2.10.2. Sismógrafo de banda ancha (BB) . . . 29
2.11. Magnitud sísmica . . . 30
2.11.1. Escalas de magnitud . . . 30
2.11.1.1. Magnitud local o de Richter M_L . . . 31
2.11.1.2. Magnitud de ondas de cuerpo . . . 33
2.11.1.3. Magnitud de ondas superficiales M_S . . . 34
2.11.1.4. Magnitud de coda M_c . . . 35
2.11.1.5. Magnitud de energía M_e . . . 36
2.11.1.6. Magnitud de momento sísmico M_W . . . 39

3. Metodología **41**
3.1. Regresión lineal múltiple . . . 41
3.1.1. Caso de estudio: Sismos ocurridos entre los años 2011 - 2021 . . . 42
3.1.2. Registros sísmicos . . . 44
3.1.3. Estimación del contenido energético E y la distancia epicentral D . . . 46
3.1.4. Obtención de la profundidad focal H y magnitud sísmica Mw . . . 49
3.1.5. Resolución de la ecuación empírica de magnitud M . . . 50
3.1.6. Comparación de resultados: Desviación estándar . . . 51

4. Resultados **52**
4.1. Resultados teóricos . . . 52
4.1.1. Contenido energético E y distancia epicentral D . . . 52
4.1.2. Profundidad focal H y magnitud sísmica M_W . . . 54
4.1.3. Estimación de los parámetros a, b, c y d . . . 55
4.1.4. Magnitudes obtenidas a partir del modelo estadístico . . . 57
4.2. Resultados gráficos . . . 58
4.3. Discusión de resultados . . . 60

5. Conclusiones **64**
5.1. Conclusiones . . . 64
5.2. Recomendaciones . . . 65
5.3. Trabajo futuro . . . 66

A. Tablas **68**

B. Scripts elaborados en MATLAB **77**
B.1. Lectura de archivos SAC . . . 77

B.2. Scripts secundarios 81
B.2.1. **Código 1** 81
B.2.2. **Código 2** 83

Referencias **84**

Índice de figuras

1.1. Mapa del área de estudio: El Perú y sus paises fronterizos. Elaboración propia. 6

2.1. El cinturón Circum-Pacífico y las principales placas tectónicas (Giner y Molina, 2001). . . . 7
2.2. Representación gráfica de la subducción que se produce entre una placa oceánica y una placa continental (Mejía, 2017). . . . 8
2.3. Superficies de acoplamiento en el proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la Suramericana (Guardia y Tavera, 2012). . . . 9
2.4. Forma geométrica tridimensional de la subducción de la placa de Nazca (Bernal y Tavera, 2002). . . . 10
2.5. Sismicidad en el territorio peruano durante el periodo 2000-2021. Las ubicaciones de cada sismo con magnitud $M_W \geq 4.5$ fueron descargados de un catálogo del NEIC-USGS. . . . 11
2.6. Sismos de foco superficial obtenidos del NEIC-USGS que tuvieron una magnitud $M_W \geq 4.5$ y acontecieron durante el periodo 2000-2021. . . . 12
2.7. Sismos de foco intermedio obtenidos del NEIC-USGS que tuvieron una magnitud $M_W \geq 4.5$ y acontecieron durante el periodo 2000-2021. . . . 14
2.8. Sismos de foco profundo obtenidos del NEIC-USGS que tuvieron una magnitud $M_W \geq 4.5$ y acontecieron durante el periodo 2000-2021. . . . 15
2.9. Perfil sísmico para la región norte del Perú durante el periodo 2000-2021, con datos sísmicos obtenidos del NEIC-USGS de eventos que tuvieron una magnitud $M_W \geq 4.5$. . . . 17
2.10. Perfil sísmico para la región central del Perú durante el periodo 2000-2021, con datos sísmicos obtenidos del NEIC-USGS de eventos que tuvieron una magnitud $M_W \geq 4.5$. . . . 17
2.11. Perfil sísmico para la región sur del Perú durante el periodo 2000-2021, con datos sísmicos obtenidos del NEIC-USGS de eventos que tuvieron una magnitud $M_W \geq 4.5$. . . . 18
2.12. Modelo de rebote elástico para la falla de San Andrés (William, 2007). . . . 19
2.13. Representación de las etapas del ciclo sísmico (Aguirre, 2019). . . . 20
2.14. Ondas de cuerpo: **(a)** Onda P y **(b)** Onda S (Bolt, 1993). . . . 21
2.15. Geometría de localización de un sismo en un espacio homogéneo (Stein y Wysession, 2003). . . . 22
2.16. Esquema gráfico del ángulo epicentral (Kearey et al., 2009). . . . 23
2.17. Gráfica de los tiempos de viaje de las ondas P y S generadas en un sismo. Válido hasta distancias epicentrales de 90° (William, 2007). . . . 24

2.18. Métodos para estimar el epicentro y el tiempo de origen de un sismo: **(a)** Cálculo de la distancia epicentral mediante el intervalo de tiempo δt **(b)** Localización del epicentro a partir de cinco estaciones sísmicas (Udías y Buforn, 2018). 25
2.19. Esquema simple de la distancia mínima entre dos puntos P y Q ubicados sobre una esfera (Vera, 2014). 26
2.20. Función de corrección Q($\triangle$, h) usado en el cálculo de las magnitudes m_b y m_B (Gutenberg y Richter, 1956). 33
2.21. Representación esquemática de los términos de esfuerzo actuando **(a)** antes y **(b)** después de una fractura por cizallamiento, produciendo un desliz $\triangle u$ y una caída de esfuerzo $\triangle\sigma$ (Udías et al., 2014). 37

3.1. Distribución espacial de 147 sismos obtenidos del NEIC-USGS que tuvieron magnitudes $M_W \geq 4.8$ y ocurrieron durante el periodo 2011-2021, los cuales fueron analizados en el presente trabajo. 43
3.2. Señales sísmicas de las 3 componentes de movimiento del suelo registradas en el evento sísmico ocurrido el 26 de enero del 2014 a las 05:10:27 h (UTC). Los datos fueron obtenidos desde 1 minuto antes de la fase P hasta 5 y 10 minutos después de la fase S. 45

4.1. **(a)** Histograma y **(b)** Gráfico de barras de las diferencias Mw - M encontradas. 59
4.2. Gráfica comparativa entre M y Mw para visualizar el grado de dispersión de estos valores respecto al caso ideal (M = Mw). 60
4.3. Representación gráfica de los eventos sísmicos y sus respectivas magnitudes (NEIC) que fueron discutidos en la presente sección. Los círculos de color amarillo y azul representan sismos de foco intermedio y profundo respectivamente. También se graficaron los mecanismos focales de cada evento sísmico. Elaboración propia. 62

5.1. Geometría de adquisición InSAR por paso repetido. Recuperado de Garcia (2021). 66
5.2. Representación gráfica del *Método de Trilateración*. Recuperado de El-Rabbany (2002). 67

Índice de tablas

2.1. Sismos de foco superficial obtenidos de un catálogo del NEIC-USGS que ocurrieron durante el periodo 2000-2021 y tuvieron una magnitud $M_W \geq 7.0$. . . 13
2.2. Sismos de foco intermedio obtenidos de un catálogo del NEIC-USGS que ocurrieron durante el periodo 2000-2021 y tuvieron una magnitud $M_W \geq 7.0$. . . 14
2.3. Sismos de foco profundo obtenidos de un catálogo del NEIC-USGS que ocurrieron durante el periodo 2000-2021 y tuvieron una magnitud $M_W \geq 7.0$. . . 16
2.4. Canales más comunes en instrumentos de banda ancha y sus intervalos de muestreo (Udías y Buforn, 2018). 30

3.1. Valores (min) utilizados para configurar la descarga de registros sísmicos en la plataforma IRIS Wilber 3. 45
3.2. Descripción general de las variables de salida que obtiene la función *sacpc2mat*. 47

4.1. Valores de $\log(E)$ y $\log(D)$ estimados en este trabajo para los 147 sismos que ocurrieron dentro del periodo 2011 - 2021. 52
4.2. Valores de magnitud M_W y $\log H$ obtenidos de un catálogo del NEIC para los 147 sismos analizados que ocurrieron dentro del periodo 2011 y 2021. 54
4.3. Valores de magnitud M obtenidos a partir de la ecuación de magnitud propuesta para los 147 sismos analizados. Periodo de estudio: 2011 - 2021. 57

A.1. Eventos sísmicos analizados que ocurrieron dentro del periodo 2011 y 2021. Los datos fueron obtenidos de un catálogo del NEIC-USGS. 68
A.2. Comparación entre las magnitudes Mw (NEIC) y M (modelo) para los 147 sismos analizados. 73

Resumen

Estimación de la magnitud sísmica mediante el contenido energético de la señal para la estación sísmica de Ñaña durante el periodo 2011-2021

por Renzo Anchivilca

Este trabajo de investigación tuvo como objetivo encontrar una ecuación empírica de magnitud sísmica a través del modelo estadístico de regresión lineal múltiple. Se analizaron diversos eventos sísmicos ocurridos entre los años 2011 y 2021 utilizando valores de magnitud sísmica y profundidad focal que fueron adquiridos de un catálogo del *National Earthquake Information Center* (NEIC). También se utilizaron las señales sísmicas de estos eventos que fueron registrados en la estación de Ñaña (Lima, Perú), las cuales son brindadas en forma libre por *Incorporated Research Institutions for Seismology* (IRIS). Tales registros sirvieron para calcular el contenido energético del movimiento mediante el uso de las tres componentes de sacudimiento del suelo, orientadas en direcciones similares a N-S y E-W, y en dirección vertical Z. La distancia epicentral referida a cada evento fue estimada mediante la fórmula de Haversine a partir de las coordenadas geográficas de sus epicentros y la estación sísmica. El cálculo del contenido energético, la distancia epicentral, los coeficientes del modelo y la magnitud sísmica fue realizado mediante el software MATLAB, trabajando en conjunto con la aplicación Excel como organizador de información. A partir de los resultados de magnitud encontrados, se realizó una comparación de estos con los registrados por el NEIC mediante las diferencias que existen entre sus valores, por medio de gráficos comparativos e ilustrativos. También se estimaron la desviación estándar y el promedio de estas diferencias para visualizar que tan aceptables fueron los resultados de magnitud encontrados por el modelo.

Palabras Clave: sismología, magnitud sísmica, regresión lineal múltiple.

Abreviaciones

CMT	**C**entroid **M**oment **T**ensor
DFT	**D**iscrete **F**ourier **T**ransform
GNSS	**G**lobal **N**avigation **S**atellite **S**ystem
GMT	**G**eneric **M**apping **T**ools
GPS	**G**lobal **P**ositioning **S**ystem
GSN	**G**lobal **S**eismographic **N**etwork
IASPEI	**I**nternational **A**ssociation of **S**eismology and **P**hysics of the **E**arth's **I**nterior
IGP	**I**nstituto **G**eofísico del **P**erú
IRIS	**I**ncorporated **R**esearch **I**nstitutions for **S**eismology
ISC	**I**nternational **S**eismological **C**enter
MTI	**M**oment **T**ensor **I**nversion
NEIC	**N**ational **E**arthquake **I**nformation **C**enter
RSN	**R**ed **S**ísmica **N**acional
SAC	**S**eismic **A**nalysis **C**ode
UNMSM	**U**niversidad **N**acional **M**ayor de **S**an **M**arcos
USGS	**U**nited **S**tates **G**eological **S**urvey
UTC	**U**niversal **T**ime **C**oordinated

Capítulo 1

Introducción

Los sismos son movimientos del suelo que ya ocurrían en el pasado lejano, y son conocidos actualmente por los mitos y leyendas formados a lo largo del tiempo. Dependiendo de la cultura, estos movimientos eran explicados por el cansancio de un elefante de los ocho que cargaban la Tierra (hindúes), por los "escalofríos" que podría sufrir la Tierra considerada como una criatura viva (algunos pueblos de África) o por los movimientos del dios Atlas (griegos) (Giner y Molina, 2001).

En la actualidad se conoce que estos movimientos son producidos por la interacción de placas tectónicas, los cuales son bloques litosféricos móviles que contienen la corteza terrestre. La distribución de esas placas genera varias zonas de gran sismicidad, pudiéndose distinguir entre ellas el cinturón Circum-Pacífico (ó Cinturón de Fuego), la zona del Mediterráneo Himalaya y las cordilleras oceánicas submarinas (Giner y Molina, 2001). El movimiento de la superficie terrestre fue mencionado en 1912 por Alfred Wegener mediante su teoría de *Deriva Continental*, actualmente aceptada por las evidencias que existen como la relación de forma entre los continentes (Suramérica y África) y las obtenidas del paleomagnetismo (Turcotte y Oxburgh, 1972).

El estudio científico de los sismos es realizado por la Sismología, el cual tiene su origen en el gran interés que se generó después del terremoto de Lisboa ocurrido en 1755 (Udías y Buforn, 2018). Este campo científico es una disciplina muy importante de la Geofísica que se aplica en la obtención de información del interior de la Tierra mediante el comportamiento de las ondas sísmicas (Moncca, 2010). Estas ondas generan movimientos en el suelo que pueden ser medidos mediante sensores de velocidad (sismógrafos), aceleración (acelerógrafos) y posición (sistema global de navegación por satélite, GNSS). Estos registros son muy importantes para el cálculo de la magnitud sísmica, considerado relevante porque está relacionado a la energía total liberada en un terremoto.

En Latinoamérica han sucedido diversos sismos que son considerados importantes por la gran magnitud que tuvieron. Entre ellos se pueden destacar el sismo de magnitud 9.5 M_W ocurrido el año 1960 en Chile, puesto que dejó al menos 2000 fallecidos; y el sismo de magnitud 8.8 M_W ocurrido delante de la frontera de Ecuador y Colombia en el año 1906, ya que dejó entre 500 a 1500 fallecidos (BBC-News, 2017).

Respecto a los sismos que acontecieron en Perú, pueden destacarse el sismo de 1746 ocurrido en Lima que tuvo una magnitud cuyo valor se encuentra entre 8.5 y 9.0 M_W (Beck y Nishenko, 1990; Jiménez et al., 2013) y generó un tsunami que devastó el puerto del Callao; y el sismo de magnitud 8.0 M_W (NEIC) ocurrido en Pisco el año 2007 (USGS, sfa; Jiménez et al., 2014) que causó más de 500 muertes y pérdidas millonarias en dólares. La sismicidad en el territorio peruano se debe al proceso de convergencia entre la placa de Nazca (oceánica) y la placa Suramericana (continental), donde la primera subduce con una velocidad relativa de 7.8 cm/año en dirección NE (DeMets et al., 1990).

El Perú cuenta con una Red Sísmica Nacional (RSN) conformada por un grupo de estaciones sísmicas multiparamétricas distribuidas en todo el país y un sistema de comunicaciones para el envío de la señal hacia servidores locales (IGP, sf). Según Ccallo et al. (2002), la RSN fue establecida en la década de los 80 y estuvo inicialmente conformada por 10 estaciones de periodo corto. Una de las estaciones que pertenecen a dicha red es la estación sísmica de Ñaña (NNA), ubicada a 22 km al este de la ciudad de Lima (Jiménez, 2010). La importancia de dicha estación radica en el acceso libre de sus registros sísmicos en tiempo real, el cual es proporcionado por la Red Sismográfica Global (GSN) a la cual también pertenece.

La importancia de este trabajo se debe a que permite estimar la magnitud de eventos sísmicos mediante una ecuación empírica, la cual depende de algunos parámetros hipocentrales (profundidad focal y epicentro) y la señal registrada mediante un sismógrafo triaxial de banda muy ancha (VBB) que pueden ser obtenidos fácilmente a través de la plataforma de búsqueda IRIS Wilber 3 y de la plataforma ofrecida por el Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS). La estimación del tamaño de un sismo es fundamental porque permite una adecuada toma de decisiones mediante la elaboración de planes de prevención.

1.1. Antecedentes

A continuación, se mencionan estudios realizados sobre sismos ocurridos a nivel nacional e internacional donde se obtuvieron valores de magnitud sísmica y otros parámetros importantes.

En el trabajo realizado por Jiménez (2016) se investigaron los parámetros que caracterizaron el terremoto de Nepal ocurrido el año 2015 (7.9 Mw, según Global CMT), tales como la

orientación del plano de ruptura, la aspereza principal (o zona de máxima liberación de energía), el momento sísmico y la magnitud de momento. El procedimiento fue realizado mediante un modelo numérico de inversión de ondas telesísmicas, el cual fue propuesto por Kikuchi y Kanamori (2003), y los datos utilizados fueron obtenidos de 57 estaciones sísmicas (IRIS) para distancias epicentrales comprendidas entre los valores 30° y 90°. Se encontró que el terremoto de Nepal tuvo un mecanismo focal de tipo inverso y un momento sísmico escalar de 8.53 x 10^{20} N.m. que equivale a una magnitud de momento de 7.9. También se menciona que la aspereza principal se concentró al oeste de Katmandú, en el centro de la geometría de ruptura.

En el trabajo realizado por Sen et al. (2014) se obtuvieron los parámetros de fuente de 65 eventos sísmicos ocurridos en un área que abarca el Garhwal Lesser Himalaya y las llanuras del Indo-Gangético, mediante el análisis de las componentes SH de las ondas S presentes en los sismogramas digitales de tres componentes que fueron registrados. El procedimiento fue realizado mediante el método análisis espectral utilizando el *Modelo de Brune*. Algunos de los resultados obtenidos fueron el momento sísmico, la magnitud sísmica, el radio de la fuente y la caída del esfuerzo, los cuales tuvieron valores que varían de 1.58 x 10^{11} a 1.99 x 10^{14} N.m., 1.4 a 3.3 Mw, 139 m a 397.4 m y de 0.199 bar a 25.8 bar.

En el trabajo realizado por Scognamiglio et al. (2016) se evaluó la variabilidad de los valores de magnitud sísmica del terremoto ocurrido el 20 de mayo del 2012 en Emilia, Italia, los cuales fueron encontrados mediante los métodos de inversión *Time Domain Moment Tensor* (TDMT) y el procedimiento *Centroid Moment Tensor*, donde este último se basa en modelos de velocidad de ondas tridimensionales (CMT3D). El procedimiento consistió en utilizar cinco modelos de velocidad 1D diferentes y un modelo de velocidad 3D para estudiar la estabilidad de la solución del tensor de momento para este terremoto. Según la literatura, el valor de magnitud para el terremoto de Emilia se encuentra entre los valores 5.63 y 6.12, el cual da una variabilidad de 0.5 aproximadamente. Los resultados encontrados por los métodos de inversión mostraron que las soluciones de fuente brindan valores de magnitud que se encuentran entre 5.87 (modelo 1D) y 5.96 (modelo 3D), reduciendo la variabilidad casi a 0.1.

En el trabajo realizado por Bakun y Wentworth (1997) se sugiere una estrategia para encontrar la magnitud de momento M y delimitar la región epicentral de eventos sísmicos a partir de observaciones de Intensidad de Mercalli Modificada (MMI), según lo aplicado para un conjunto de 22 terremotos ocurridos en California. En el estudio se define un valor de magnitud de intensidad M_l que se calibra para coincidir con el valor de magnitud M. La magnitud de intensidad se define como $M_l = \text{mean}(M_i)$, donde $M_i = (MMI_i + 3.29 + 0.0206\triangle_i)/1.68$ y $\triangle_i$ es la distancia epicentral en kilómetros desde la observación MMI_i. Además, la región epicentral es delimitada mediante contornos de $\text{rms}[M_l] = \text{rms}(M_l - M_i) - \text{rms}_0(M_l - M_i)$, donde rms representa la media cuadrática y $\text{rms}_0(M_l - M_i)$ es un valor mínimo de rms sobre una grilla de epicentros supuestos.

En el trabajo realizado por Johnson y Satake (1997) se estudió el terremoto de Aleutian, Alaska ocurrido en 1946 mediante la inversión de las formas de onda del maremoto que generó, las cuales fueron registradas por mareógrafos. En el estudio se obtuvieron formas de onda sintéticas del maremoto a partir de la ejecución de un modelo directo e inverso de los datos utilizando un cálculo de diferencias finitas. Según los resultados encontrados a partir del método de inversión de las formas de onda, el deslizamiento (slip) en la falla del terremoto de Aleutian estuvo concentrado principalmente en la sección superficial de la falla, muy cercano al epicentro. El momento sísmico estimado para ese sismo fue 23 x 10^{20} N.m., el cual equivale a una magnitud de momento de 8.2.

Un estudio similar al anterior fue realizado por Jiménez et al. (2014) para un terremoto de considerable magnitud que afectó el territorio peruano. En este trabajo se estudió el terremoto que ocurrió el 15 de agosto de 2007 cerca a la costa central del sur peruano, el cual trajo como consecuencia un maremoto que inundó algunos pueblos y produjo 3 muertos. Mediante el método de inversión realizado a partir de 10 registros mareográficos, se pudieron obtener los parámetros de la fuente sísmica y las deformaciones cosísmicas iniciales. Según el estudio, el terremoto generó un deslizamiento máximo de 7.0 m en la parte sur de la geometría de ruptura, y tuvo un momento sísmico escalar de 1.99 x 10^{21} N.m. que equivale a una magnitud de momento de 8.1.

En el trabajo realizado por Jiménez (2010) se propuso una ecuación empírica de magnitud para un sismógrafo de banda ancha triaxial ubicado en la estación de Ñaña a partir de datos hipocentrales, registros sísmicos y valores de magnitud de 27 eventos sísmicos ocurridos entre los años 2008 y 2010. Los datos hipocentrales fueron obtenidos de un catálogo del IGP (para la profundidad focal) y del registro sísmico (para la distancia epicentral), la magnitud sísmica fue recopilada de un catálogo del NEIC, y los registros sísmicos fueron obtenidos mediante el protocolo de comunicación AutoDRM.

Como puede verse, existe una diversidad de trabajos que tuvieron como objetivo conocer la geometría y orientación del plano de ruptura, las deformaciones observadas y la magnitud de un determinado sismo, los cuales se consideran importantes porque caracterizan el evento. También se han realizado estudios enfocados principalmente en estimar la magnitud de un sismo tales como los elaborados por Scognamiglio et al. (2016), Bakun y Wentworth (1997) y Jiménez (2010), resaltando la importancia de conocer el valor de este parámetro. De lo anterior, en este trabajo se propone una ecuación empírica de magnitud que brinda la posibilidad de encontrar el tamaño de un sismo, la cual fue definida en base a registros sísmicos, datos de magnitud y parámetros hipocentrales que fueron descargados de los catálogos IRIS Wilber 3 y Latest Earthquake, USGS. Este trabajo se diferencia del realizado por Jimenez (2010) porque se analizó una mayor cantidad de sismos ocurridos en un periodo de tiempo más amplio (posterior a ese estudio) que fueron registrados por un sismógrafo en particular: *Streckeisen STS-1 con Metrozet E300.*

1.2. Objetivos

Objetivo General:

- Establecer una ecuación empírica mediante el modelo de regresión lineal múltiple para el cálculo de la magnitud sísmica.

Objetivos Específicos:

- Recopilar datos de profundidad focal, magnitud sísmica y registros sísmicos del sismógrafo *Streckeisen STS-1 con Metrozet E300* ubicado en Ñaña.
- Calcular los 4 parámetros que definen la ecuación empírica de magnitud sísmica propuesta.
- Verificar la ecuación de magnitud para el periodo 2011-2021 mediante la comparación de las magnitudes recopiladas con las obtenidas por el modelo.

1.3. Planteo del problema

La magnitud es una cantidad que representa el tamaño de un evento sísmico debido a que se relaciona con la energía total liberada en el proceso de ruptura. Su valor puede calcularse de muchas maneras mediante el uso de Escalas de Magnitud, pero es necesario tener un conocimiento adecuado para aplicarlas ya que presentan mayoritariamente condiciones de saturación y localidad. La magnitud de momento M_W es una escala que no presenta dichos problemas, ya que solo depende de un parámetro denominado momento sísmico M_0. El valor de dicho parámetro puede encontrarse con el uso de un método de inversión (MTI) o un análisis espectral, pero al necesitar un previo procesamiento de las señales sísmicas (aplicación de filtros, DFT, entre otros), se dificulta un poco su cálculo.

Debido a lo anterior, con este trabajo de investigación se propone una ecuación empírica que genera resultados de magnitud sísmica homólogos a la magnitud M_W de forma más rápida mediante el uso de 3 variables: contenido energético del movimiento, profundidad focal y distancia epicentral. La dependencia de la ecuación de magnitud propuesta con estos parámetros que pueden ser obtenidos rápidamente mediante el uso de un catálogo del NEIC y de la interfaz de búsqueda *IRIS Wilber 3* facilita su aplicación.

1.4. Área de estudio

Se consideró un área de estudio comprendido entre 0.14° de latitud norte, 19.76° de latitud sur y de 64.51° a 83.67° de longitud oeste. Dicha región geográfica abarca el territorio peruano y una parte de los países fronterizos: Ecuador, Colombia, Brasil, Bolivia y Chile.

El área de estudio puede visualizarse en la figura 1.1.



FIGURA 1.1: Mapa del área de estudio: El Perú y sus paises fronterizos. Elaboración propia.

Capítulo 2

Marco Teórico

2.1. Placas Tectónicas

El Perú pertenece a una región denominada cinturón Circum-Pacífico, conocido por su gran sismicidad que es producto de la interacción de diferentes placas tectónicas ubicadas a lo largo de toda su extensión. Entre ellos se pueden mencionar la interacción que existe entre la placa de Cocos con la del Caribe, la placa del Pacífico con la Norteamericana y la placa de Nazca con la Suramericana, donde este último es importante porque caracteriza la sismicidad en el territorio peruano.

El conjunto de los diversos pares de placas que forman el cinturón Circum-Pacífico puede verse en la figura 2.1.

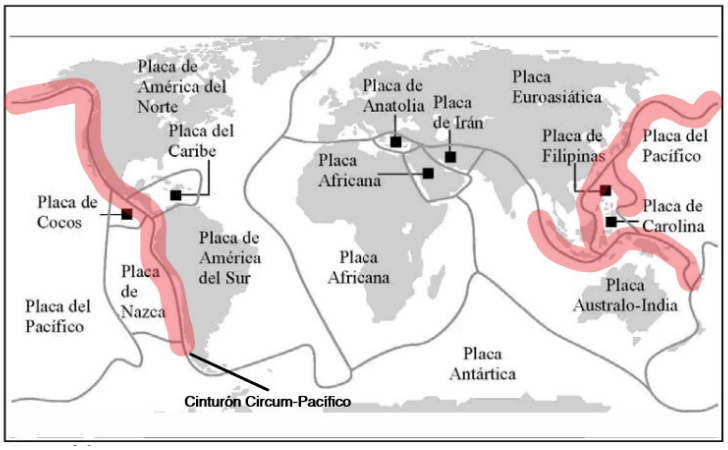


FIGURA 2.1: El cinturón Circum-Pacífico y las principales placas tectónicas (Giner y Molina, 2001).

Cada par de placas interaccionan de forma diferente, las cuales pueden ser de tipo convergente, divergente o transcurrente (Udías y Buforn, 2018). En una frontera convergente se produce

un choque entre placas que genera la subducción de una debajo de la otra, pudiendo ser estas del mismo tipo o diferentes (Herráiz, 1997). En una frontera divergente existe una separación continua entre placas que ensancha el fondo marino y crea nueva corteza oceánica. En una frontera transcurrente se observa un movimiento de placas en sentidos opuestos y paralelos entre sí (Lay y Wallace, 1995).

2.2. Proceso de subducción

En el borde occidental del Perú existe una frontera de tipo convergente, donde una placa del tipo oceánica (placa de Nazca) se subduce por debajo de una placa del tipo continental (placa Suramericana). En un frontera convergente océano-continente, la placa oceánica presenta procesos de creación y destrucción mientras que la continental se mantiene prácticamente igual (Udías y Mezcua, 1986). Esto se debe a que el hundimiento lento de la placa oceánica produce un calentamiento de las rocas del antiguo fondo marino, fundiéndose parcialmente cuando alcanza una temperatura mayor a 1000°C alrededor de los 100 km de profundidad (Guardia, 2011). En la figura 2.2 se observa dicho proceso de subducción, el cual da lugar a la formación de cordilleras y posibilita la erupción de arcos volcánicos.

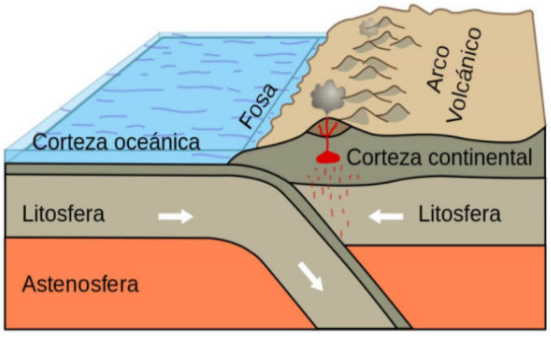


FIGURA 2.2: Representación gráfica de la subducción que se produce entre una placa oceánica y una placa continental (Mejía, 2017).

El proceso de convergencia entre la placa de Nazca y la Suramericana es acompañada con movimientos continuos de compresión y extensión (tracción) presentes en ambas placas, las cuales dan origen a diversos rasgos tectónicos que controlan la evolución geodinámica actual del Perú. Pueden observarse seis rasgos tectónicos: la dorsal de Nazca, la fractura de Mendaña, la cadena volcánica, la fosa Peruana-Chilena, la cordillera andina y un sistema de fallas ubicadas dentro del continente.

En la figura 2.3 se representa el proceso de subducción para un perfil del borde occidental peruano, donde se resaltan tres zonas que se diferencian por el grado de acoplamiento (cantidad de energía y esfuerzo acumulado) que presentan. La zona 1 y zona 3 indican superficies

de poco acoplamiento. La zona de acoplamiento o zona 2 (que representa en este caso la aspereza o superficie de acoplamiento máximo) es la superficie donde existe mayor cantidad de esfuerzo y energía acumulada (Tavera, 2014). Según Guardia y Tavera (2012), si se asume una relación directa entre grado de acoplamiento y nivel de sismicidad, la profundidad de la zona de acoplamiento en el norte y sur del Perú estaría aproximadamente entre los 10 y 70 km, mientras que en la región central se encontraría entre los 10 y 65 km.

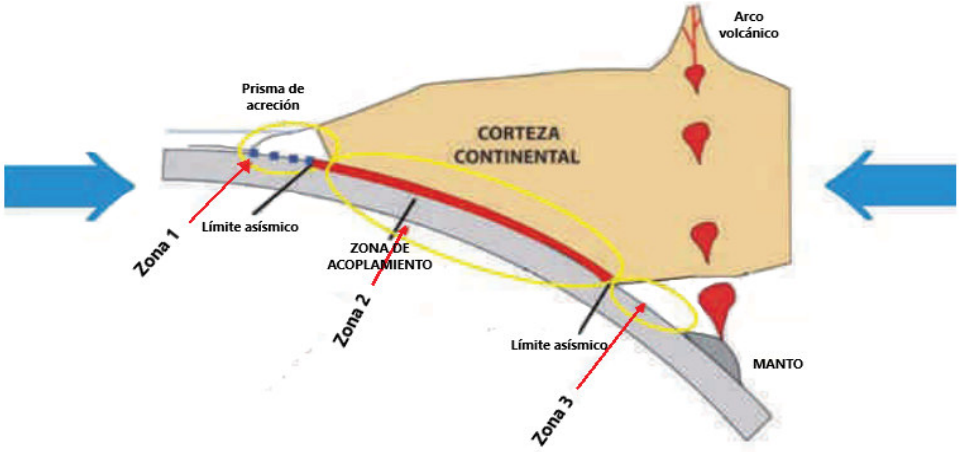


FIGURA 2.3: Superficies de acoplamiento en el proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la Suramericana (Guardia y Tavera, 2012).

La geometría de subducción de la placa de Nazca y las zonas de mayor deformación cortical en el interior del continente ya han sido estudiados anteriormente por diversos autores mediante el uso de datos telesísmicos, locales y regionales para diferentes periodos de tiempo (Barazangi y Isacks, 1979; Hasegawa y Sacks, 1981; Cahill y Isacks, 1992). Entre ellos se encuentran Bernal y Tavera (2002), quienes utilizando datos del catálogo de Engdahl et al. (1998) y del Instituto Geofísico del Perú lograron obtener información de sismos ocurridos en el periodo 1960-1995 y 1996-2002 respectivamente. En su análisis solo consideraron los sismos relacionados al proceso de subducción, excluyendo los sismos debidos a la deformación continental. Algunos resultados que encontraron los autores respecto a la geometría de subducción (figura 2.4) son:

- Presenta una forma subhorizontal en la región norte y centro del Perú (entre los 3° y 15° S), y normal (con una pendiente homogénea entre 25° y 30°) en la región sur del Perú (debajo de los 15° S, hasta Arica).
- En todas las regiones del Perú inicia con un ángulo de 30° hasta alcanzar una profundidad de 120 km (donde continúa de manera casi horizontal) en la región norte-centro y de 250 km en la región sur.
- Presencia de contorsiones en una cierta zona de la geometría de subducción para la región sur del Perú.

- Por debajo del continente, el alcance de la placa de Nazca es de 750 km para la región norte, de 500-700 km para la región central y de 450 km para la región sur.
- Existencia de tres zonas importantes que fueron producidas por la gran cantidad de sismos ocurridos en dichas áreas. La zona 1 está relacionado a la llegada de la dorsal de Nazca, la zona 2 a un probable hundimiento de la placa y la zona 3 a la llegada de la fractura de Mendaña.

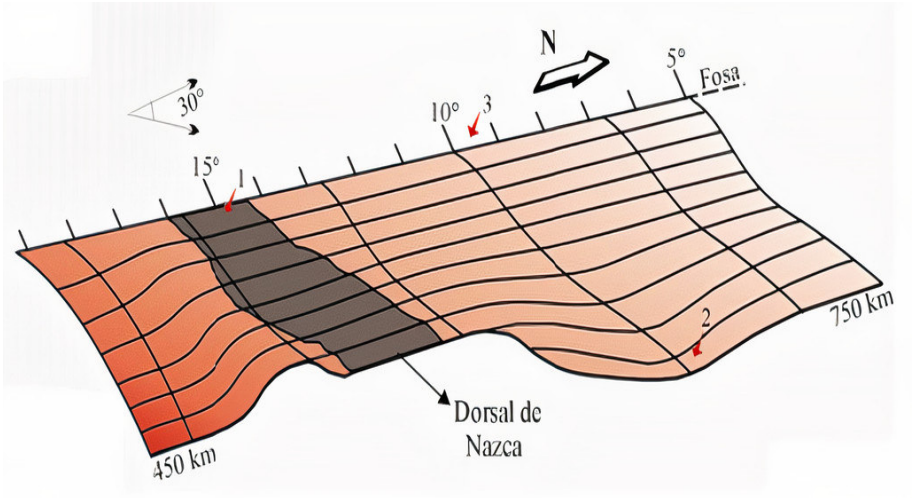


FIGURA 2.4: Forma geométrica tridimensional de la subducción de la placa de Nazca (Bernal y Tavera, 2002).

2.3. Distribución espacial de la sismicidad

Conocer la sismicidad en el Perú es importante porque permite la identificación de las principales fuentes sismogénicas, el cual es una denominación referida a líneas, áreas o volúmenes geográficos que presentan características geológicas, geofísicas y sísmicas similares (IGP, 2014). Debido a lo anterior, se realizaron algunos mapas de sismicidad referentes al territorio peruano que abarcan un intervalo de tiempo de más de 21 años (enero 2000 - junio 2021) con la finalidad de analizar la distribución espacial de los sismos que ocurrieron.

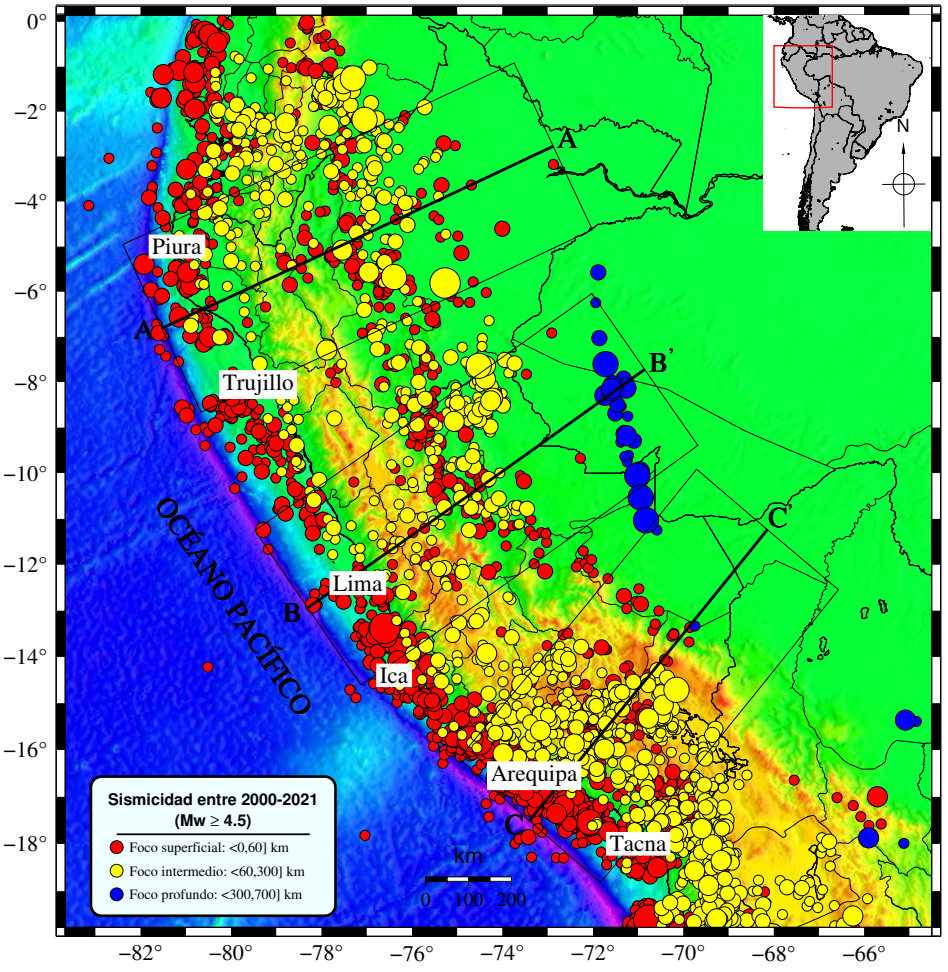


FIGURA 2.5: Sismicidad en el territorio peruano durante el periodo 2000-2021. Las ubicaciones de cada sismo con magnitud $M_W \geq 4.5$ fueron descargados de un catálogo del NEIC-USGS.

Para la elaboración de este mapa se usaron los datos hipocentrales de 3044 sismos, los cuales se obtuvieron de un catálogo del *National Earthquake Information Center* (NEIC) brindado gratuitamente por el *Servicio Geológico de U.S* (USGS) (USGS, sfa). Los límites de profundidad utilizados son:

1. Sismos de foco superficial ($0 < h \leq 60$ km)

2. Sismos de foco intermedio (60 < h ≤ 300 km)

3. Sismos de foco profundo (h > 300 km)

2.3.1. Sismos de foco superficial

Los sismos de foco superficial presentan una profundidad focal h menor o igual a 60 km (h≤ 60 km), y son considerados importantes porque pueden ocasionar maremotos si verifican las otras condiciones necesarias para su generación (Jiménez, 2015).
En la figura 2.6 se puede observar que los sismos superficiales se encuentran ubicados principalmente entre la línea de costa y la fosa peruano-chilena, además de existir algunos agrupados en ciertas zonas interiores al continente. La sismicidad superficial encontrada entre la línea de costa y la fosa peruano-chilena representa el 90 % de toda la actividad sísmica ocurrida en Perú y puede asociarse, en su mayoría, al proceso de subducción de la placa de Nazca en los primeros kilómetros de profundidad.

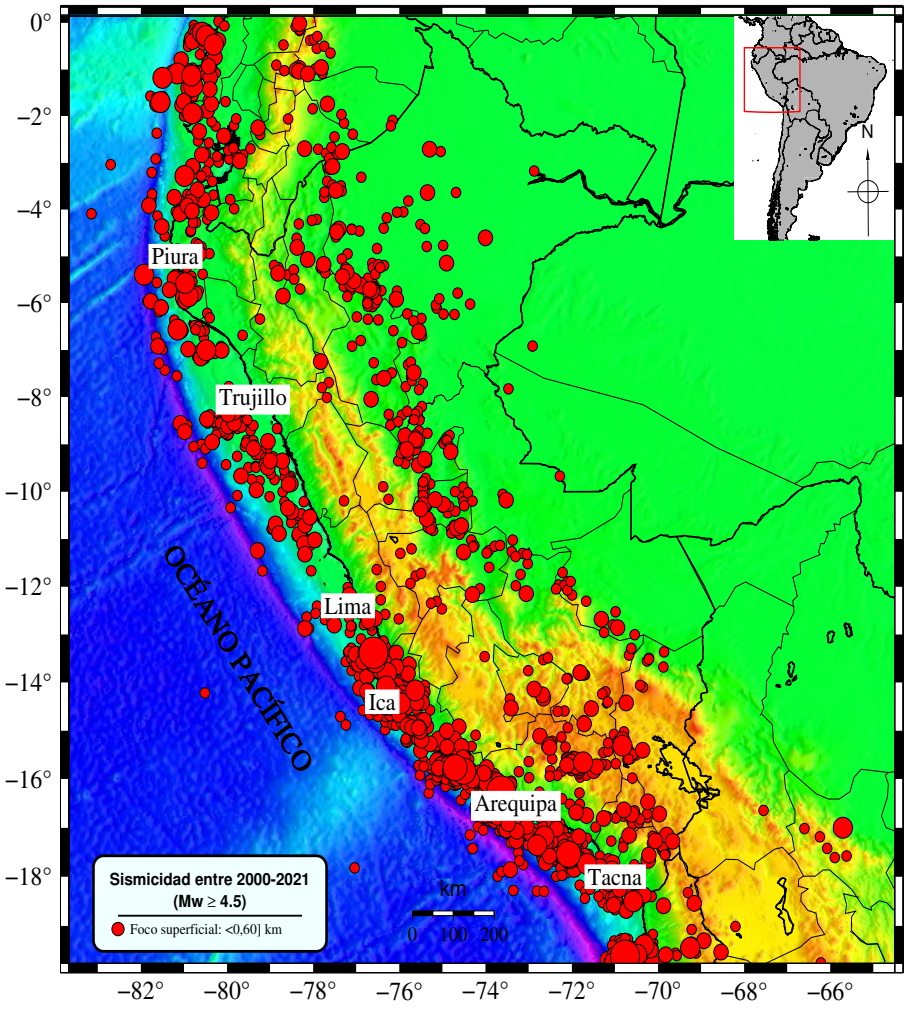


FIGURA 2.6: Sismos de foco superficial obtenidos del NEIC-USGS que tuvieron una magnitud $M_W \geq 4.5$ y acontecieron durante el periodo 2000-2021.

Respecto a los sismos superficiales ocurridos al interior del continente, estos se encuentran distribuidos sobre los principales sistemas de fallas, donde los sismos más dispersos podrían deberse a fallas de menor tamaño (Bernal et al., 2001).

En la tabla 2.1 se muestra los datos hipocentrales y la magnitud sísmica de algunos sismos de foco superficial ocurridos en el periodo 2000-2021, los cuales se consideraron importantes por la gran magnitud que tuvieron.

Fecha	Hora (UTC)	Lat.(°)	Lon.(°)	Profundidad (km)	Magnitud Mw
2001-07-07	09:38:43.520	-17.543	-72.077	33	7.6
2001-06-23	20:33:14.130	-16.265	-73.641	33	8.4
2007-08-15	23:40:57.890	-13.386	-76.603	39	8.0
2013-09-25	16:42:43.170	-15.8385	-74.5112	40	7.1
2014-04-01	23:46:47.260	-19.6097	-70.7691	25	8.2
2018-01-14	09:18:45.540	-15.7675	-74.7092	39	7.1

TABLA 2.1: Sismos de foco superficial obtenidos de un catálogo del NEIC-USGS que ocurrieron durante el periodo 2000-2021 y tuvieron una magnitud $M_W \geq 7.0$.

2.3.2. Sismos de foco intermedio

Los sismos de foco intermedio presentan una profundidad focal mayor a 60 km y menor o igual a 300 km (60 km $<$ h $\leq$ 300 km). Estos sismos son causados por el estiramiento de la placa de Nazca cuando intenta introducirse al manto mediante un proceso de subducción, generando que esta placa experimente deformaciones mayores a estas profundidades por la oposición de la placa Suramericana a su movimiento (fricción) (Tavera, 2008).

Los sismos ocurridos a estas profundidades se distribuyen esencialmente al interior del continente en 3 zonas principales: una zona se encuentra cerca de la línea costera, otra se ubica en el territorio Subandino y la última abarca el Altiplano peruano-boliviano ubicado en la región sur del Perú (figura 2.7). Respecto a estas zonas, puede mencionarse que la primera se caracteriza por presentar frecuentemente sismos de magnitud elevada, la segunda por seguir una orientación N-S y contener sismos que generalmente no producen daños, y la última por presentar mayor sismicidad comparado con las otras zonas (Tavera y Buforn, 1998). Según Bernal y Tavera (2002), esta última zona contiene el 80 % del total de sismos que suceden a estas profundidades.

En la tabla 2.2 se muestra los parámetros hipocentrales y la magnitud sísmica de algunos sismos de foco intermedio ocurridos en el periodo 2000-2021, los cuales se consideraron importantes por la gran magnitud que tuvieron.

Fecha	Hora (UTC)	Lat.(°)	Lon.(°)	Profundidad (km)	Magnitud Mw
2005-09-26	01:55:37.670	-5.678	-76.398	115	7.5
2010-08-12	11:54:15.580	-1.266	-77.306	206.7	7.1
2011-08-24	17:46:11.650	-7.641	-74.525	147	7.0
2019-02-22	10:17:23.770	-2.1862	-77.0505	145	7.5
2019-03-01	08:50:42.591	-14.7131	-70.1546	267	7.0
2019-05-26	07:41:15.073	-5.8119	-75.2697	122.57	8.0

TABLA 2.2: Sismos de foco intermedio obtenidos de un catálogo del NEIC-USGS que ocurrieron durante el periodo 2000-2021 y tuvieron una magnitud $M_W \geq 7.0$.

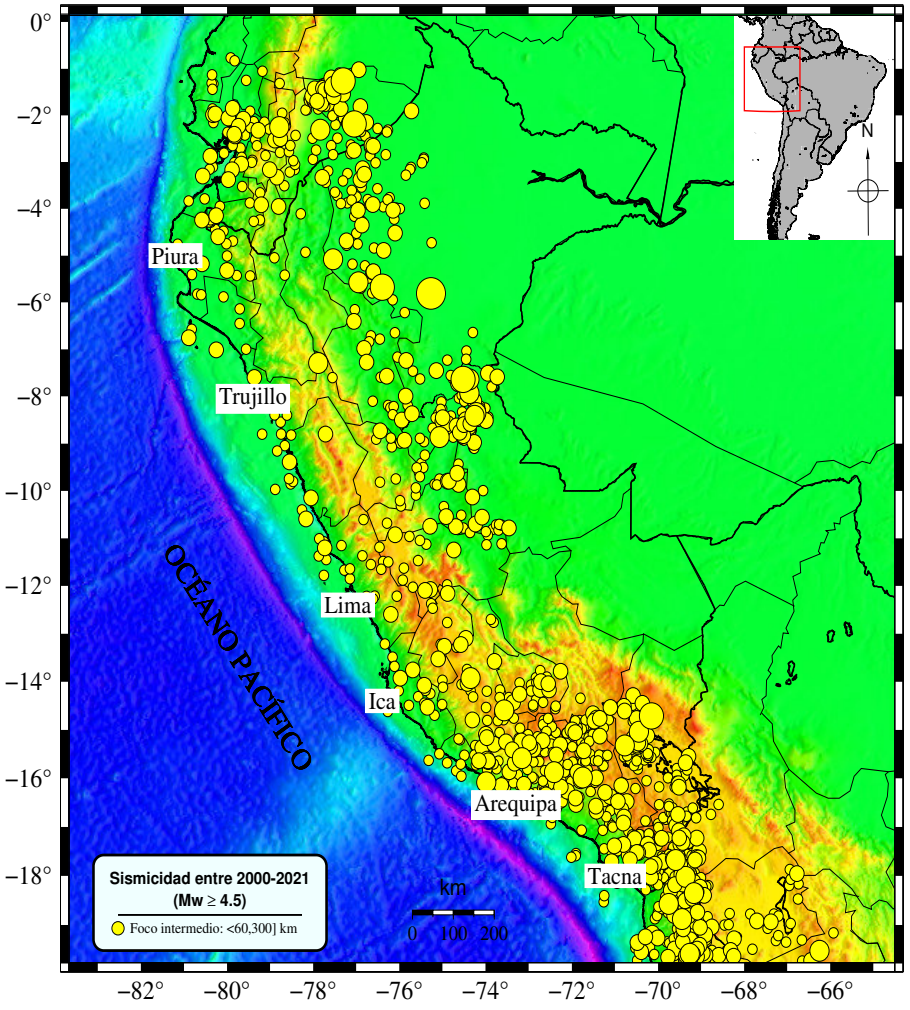


FIGURA 2.7: Sismos de foco intermedio obtenidos del NEIC-USGS que tuvieron una magnitud $M_W \geq 4.5$ y acontecieron durante el periodo 2000-2021.

2.3.3. Sismos de foco profundo

Los sismos de foco profundo (figura 2.8) presentan una profundidad focal mayor a 300 km (h > 300 km) y se distribuyen en los límites fronterizos de Perú con Brasil y Bolivia. Generalmente estos sismos no generan daños en superficie debido a que se producen a una gran profundidad (Bernal et al., 2001), a pesar de que la mayoria presentan magnitudes más elevadas que los manifestados por sismos de foco superficial e intermedio.

Las causas que da lugar a la ocurrencia de estos eventos aún sigue en discusión, aunque ya se han realizado investigaciones sobre el tema. Mientras que Griggs y Baker (1968) y Ogawa (1987) sugieren que estos eventos son producidos por inestabilidad de cizalla ("*shear instability*"), denominación referida al incremento radical de la temperatura en una región conocida como zona de cizalla ("*shear zone*"); GreenLi y Burnley (1989) y Kirby et al. (1991) mencionan que estos sismos se producen por una transformación de fase del mineral olivino a espinela.

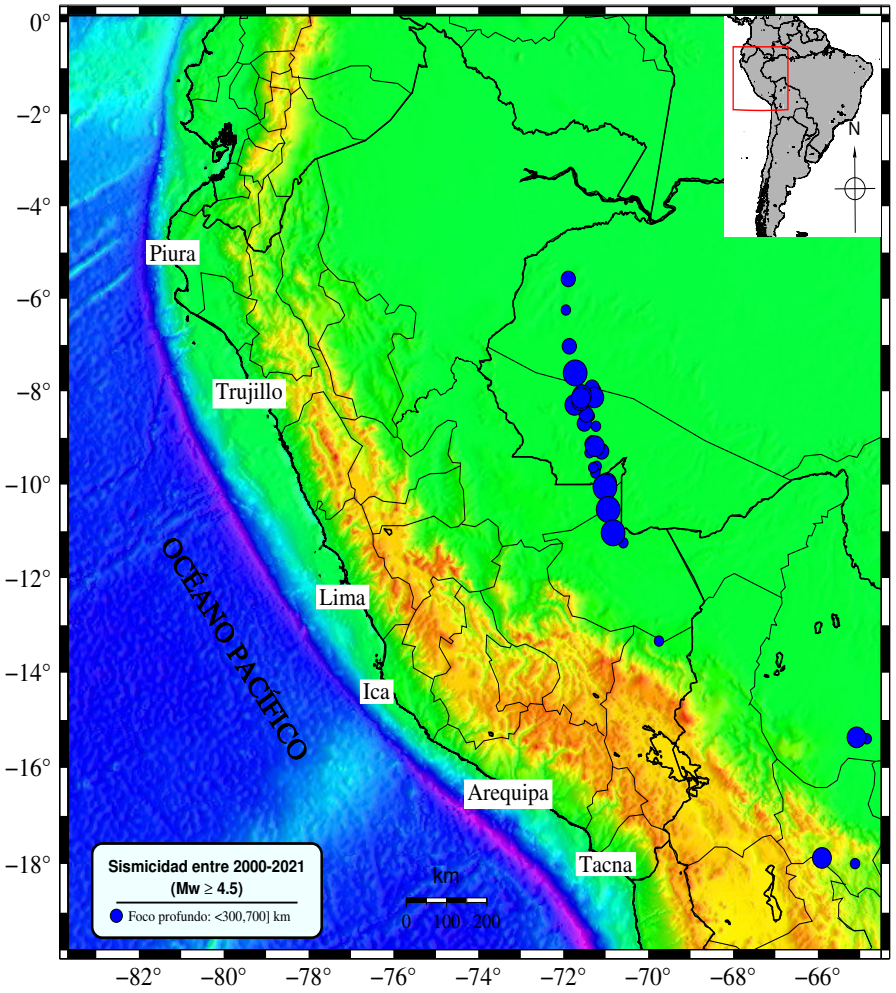


FIGURA 2.8: Sismos de foco profundo obtenidos del NEIC-USGS que tuvieron una magnitud $M_W \geq 4.5$ y acontecieron durante el periodo 2000-2021.

En la tabla 2.3 se muestra los parámetros hipocentrales y la magnitud sísmica de algunos sismos de foco profundo ocurridos en el periodo 2000-2021, los cuales se consideraron importantes por la gran magnitud que tuvieron.

Fecha	Hora (UTC)	Lat.(°)	Lon.(°)	Profundidad (km)	Magnitud Mw
2003-06-20	06:19:38.910	-7.606	-71.722	558.1	7.1
2015-11-24	22:50:54.370	-10.0598	-71.0184	620.56	7.6
2015-11-24	22:45:38.880	-10.5372	-70.9437	606.21	7.6
2018-08-24	09:04:08.250	-11.0355	-70.8284	630	7.1

TABLA 2.3: Sismos de foco profundo obtenidos de un catálogo del NEIC-USGS que ocurrieron durante el periodo 2000-2021 y tuvieron una magnitud $M_W \geq 7.0$.

2.4. Distribución de la sismicidad según la profundidad

Habiendo analizado la distribución espacial de la sismicidad en el Perú, sería también importante observar cómo se agrupan estos sismos en función de su profundidad focal, pues permitiría darnos una idea aproximada del proceso de subducción de la placa de Nazca.

El análisis se realizó en tres regiones: región norte, región centro y región sur; para dar una mejor visualización de este proceso de subducción. Dichas regiones están representadas por rectángulos que contienen líneas denominadas **AA'**, **BB'** y **CC'**, donde el extremo de cada línea se encuentra al centro de las bases de cada rectángulo. Lo anterior puede visualizarse en la figura 2.5.

2.4.1. Perfil sísmico en el norte del Perú

En la figura 2.9 se ha representado el perfil sísmico (distancia vs profundidad) para la región norte del Perú. Se ha escogido un ancho de 450 km para la línea base y una distancia de 1050 km para la línea **AA'**. En el gráfico se observa que los sismos de foco superficial se agrupan principalmente en los primeros 200 km y a 400-650 km de distancia respecto a la línea de fosa. Estos estarían relacionados a los sismos que suceden entre la fosa y la línea de costa, y los que suceden sobre los principales sistemas de fallas. Respecto a los sismos de foco intermedio, estos se agrupan principalmente entre los 500-700 km respecto a la línea de fosa. Una característica importante es la máxima profundidad alcanzada por sismos de foco intermedio, el cual tiene un valor de 184 km aproximadamente. De la figura 2.9 puede observarse que los primeros sismos de foco intermedio (d $<$ 100 km) forman aproximadamente un ángulo de 30° con respecto a la línea horizontal que define una profundidad igual a 0, siendo

un resultado similar al encontrado por Bernal y Tavera (2002). En este caso no se observaron sismos de foco profundo.

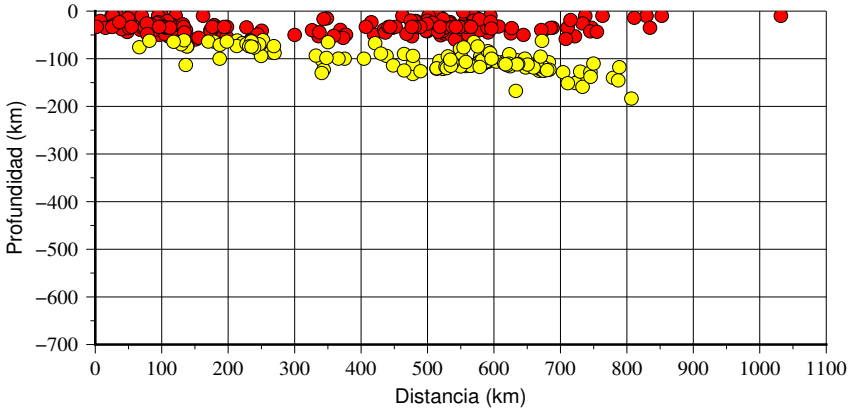


FIGURA 2.9: Perfil sísmico para la región norte del Perú durante el periodo 2000-2021, con datos sísmicos obtenidos del NEIC-USGS de eventos que tuvieron una magnitud $M_W \geq 4.5$.

2.4.2. Perfil sísmico en el centro del Perú

En la figura 2.10 se ha representado el perfil sísmico para la región central del Perú. En este caso se escogió un ancho de 450 km para la línea base y una distancia de 1000 km para la línea **BB'**. Se observan agrupaciones similares de sismos con foco superficial en los primeros 200 km y a 400-600 km respecto a la línea de fosa. Respecto a los sismos de foco intermedio, estos se agrupan principalmente entre los 450-700 km de distancia respecto a la línea de fosa. En esta región central también se alcanza un valor máximo de profundidad de 188 km aproximadamente para los sismos de foco intermedio. Se observan sismos de foco profundo a distancias de 800-1000 km respecto a la línea de fosa, los cuales estarían relacionados a los sismos ocurridos en las zonas fronterizas con Brasil.

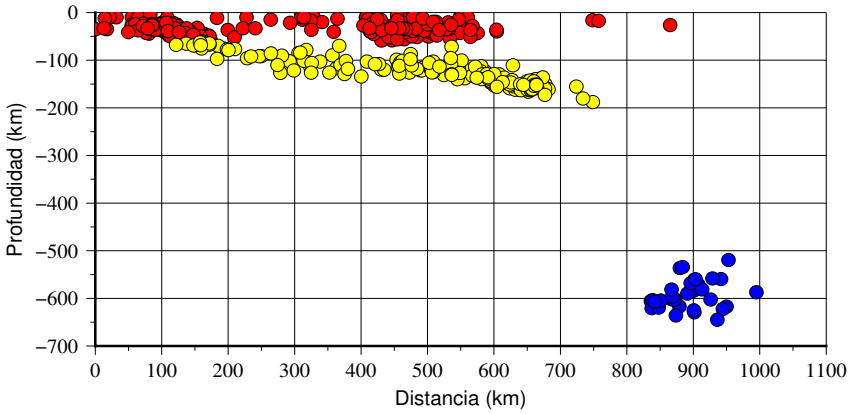


FIGURA 2.10: Perfil sísmico para la región central del Perú durante el periodo 2000-2021, con datos sísmicos obtenidos del NEIC-USGS de eventos que tuvieron una magnitud $M_W \geq 4.5$.

2.4.3. Perfil sísmico en el sur del Perú

En la figura 2.11 se ha representado el perfil sísmico para la región sur del Perú. En este caso se escogió un ancho de 450 km para la línea base y una distancia de 900 km para la línea **CC'**. Se observa que la mayoría de sismos de foco superficial se localizan entre los 450 km de distancia respecto a la línea de fosa, no existiendo una separación muy clara entre las dos agrupaciones descritas anteriormente. Los sismos de foco intermedio presentan una distribución más desordenada respecto a los casos anteriores, el cual podría relacionarse a las contorsiones existentes en la geometría de subducción para la región sur. La profundidad máxima encontrada para este tipo de sismos está a 267 km de profundidad. Respecto a los sismos de foco profundo, estos solo se observan aproximadamente a 609 km y 726 km de distancia respecto a la línea de fosa.

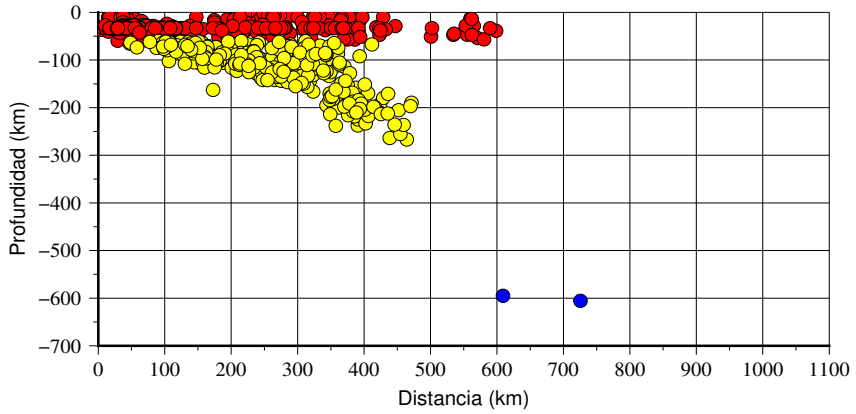


FIGURA 2.11: Perfil sísmico para la región sur del Perú durante el periodo 2000-2021, con datos sísmicos obtenidos del NEIC-USGS de eventos que tuvieron una magnitud $M_W \geq 4.5$.

2.5. Teoría del rebote elástico

Es un modelo mecánico propuesto por Reid (1911) que tuvo como objetivo explicar el origen del terremoto de San Francisco ocurrido el año 1906. Esta teoría supone que la ocurrencia de eventos sísmicos se debe a la deformación y acumulación de esfuerzos elásticos que se producen sobre una determinada región de la corteza, el cual se libera posteriormente cuando se supera la resistencia del material (Herráiz, 1997).

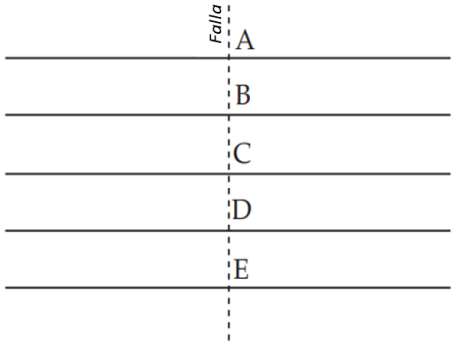
Este modelo puede visualizarse en la figura 2.12, el cual hace uso de cinco líneas paralelas que son normales a la traza de falla en cinco puntos (A,B,C,D,E) para un estado inicial (sin esfuerzo). Dicho estado se ve alterado por una continua acumulación de esfuerzos a causa del movimiento relativo entre los bloques adyacentes a la falla durante varios años. El proceso de ruptura ocurre cuando el punto de ruptura de las rocas en la corteza, para este caso el

punto C, es superado, generando un desplazamiento violento del plano de falla. La energía acumulada en forma de deformación es liberada con la velocidad de rompimiento de las rocas, el cual es varios kilómetros por segundo. Es importante resaltar que toda la longitud del plano de falla no es desplazada, sino únicamente la región donde el punto de ruptura fue superado.

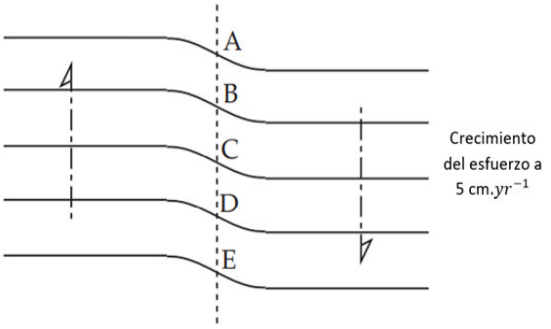
Un concepto importante que nace de la Teoría del Rebote Elástico es denominado *ciclo sísmico* (figura 2.13), el cual está basado en la comprobación de que los terremotos con gran relevancia (Mw $>$ 6.0) ocurridos en un determinado lugar volverán a suceder en periodos de tiempo regulares (Aguirre, 2019).

Respecto al tiempo, pueden distinguirse cuatro estados (etapas) del ciclo sísmico para la mayor parte de estos terremotos (Ruegg, 1994):

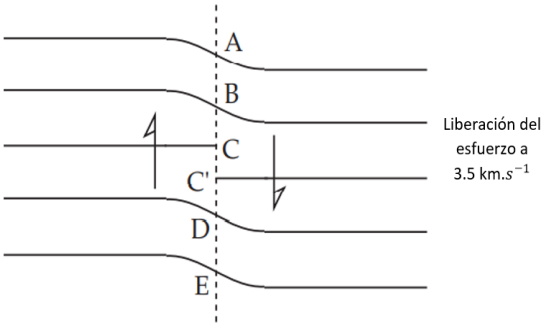
1. Etapa cosísmica: Genera una relajación de los esfuerzos elásticos acumulados en una determinada zona (proceso de ruptura brutal).



(a) Estado inicial (sin esfuerzo acumulado) de un segmento de falla



(b) Se van acumulando esfuerzos cerca de la falla a causa del movimiento relativo entre los bloques adyacentes



(c) Se produce una liberación del esfuerzo acumulado en forma de energía sísmica

FIGURA 2.12: Modelo de rebote elástico para la falla de San Andrés (William, 2007).

2. Etapa postsísmica: Existen fenómenos de relajación anelástica o viscosa de reajuste en regiones cercanas a la fuente sísmica. Ocurre una descarga de los esfuerzos que no fueron liberados en la etapa cosísmica (Aguirre, 2019), dando lugar a las réplicas sísmicas.

3. Etapa intersísmica: Reacumulación gradual de esfuerzos. Presenta una duración mayor al 90 % del total que presenta el ciclo sísmico.

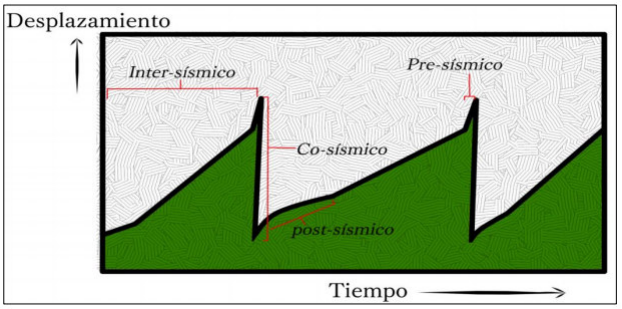


FIGURA 2.13: Representación de las etapas del ciclo sísmico (Aguirre, 2019).

4. Etapa presísmica: Comienza a detectarse fenómenos físicos anormales como periodos de deformación lenta o rápida.

2.6. Ondas sísmicas

La energía liberada en un proceso de ruptura es producida por la acumulación de esfuerzos que existió en una determinada zona, donde una parte se libera en forma de energía sísmica (E_S) y otra se disipa por fenómenos inelásticos y calor que se origina en el foco (E_R) (Udías y Buforn, 2018). A continuación, se explicará sobre las ondas sísmicas que son liberadas a partir de E_S, es decir, las que se propagan en el interior de la Tierra.

2.6.1. Ondas de cuerpo

Son ondas que se propagan internamente en nuestro planeta y llegan a emerger a la superficie libre (Giner y Molina, 2001). Estas ondas producen diferentes efectos en su medio de propagación, además de presentar distintas velocidades y, por lo tanto, tiempos de llegada a la superficie. La existencia de estas ondas pueden ser obtenidas solucionando una ecuación que es válida para medios lineales elásticos, isotrópicos y uniformes (Lay y Wallace, 1995):

$$(\lambda + 2\mu)\nabla(\nabla \cdot \vec{u}) - (\mu\nabla \times \nabla \times \vec{u}) = \rho\ddot{\vec{u}} \tag{2.1}$$

ó

$$\alpha^2\nabla\theta - \beta^2\nabla \times \vec{\omega} = \ddot{\vec{u}} \tag{2.2}$$

donde:

$$\alpha = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad , \quad \beta = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad , \quad \theta = \nabla \cdot \vec{u} \quad , \quad \vec{w} = \nabla \times \vec{u} \tag{2.3}$$

El término $\vec{u}$ representa los desplazamientos elásticos que se producen en el medio, λ y μ son denominados coeficientes de Lamé y ρ es la densidad del lugar. Al coeficiente μ también se le conoce como módulo de rigidez y la ecuación 2.1 o 2.2 es llamada ecuación de Navier (Udías y Buforn, 2018). A partir de la ecuación 2.1 se puede obtener estas dos ecuaciones de onda mediante la aplicación del Teorema de Helmholtz para $\vec{u}$ (Lay y Wallace, 1995):

$$\nabla^2 \Phi = \frac{1}{\alpha^2} \frac{\partial^2 \Phi}{\partial^2 t} \tag{2.4}$$

$$\nabla^2 \vec{\Psi} = \frac{1}{\beta^2} \frac{\partial^2 \vec{\Psi}}{\partial^2 t} \tag{2.5}$$

donde la solución de 2.4 serían las ondas P con rapidez α y la solución de 2.5 serían las ondas S con rapidez β.

2.6.1.1. Ondas P

Estas ondas generan que las partículas del medio se muevan en una dirección que coincide con la dirección de propagación de la onda (figura 2.14). Las ondas P, también llamadas ondas compresionales, son las primeras en llegar a la superficie y presentan una velocidad típica de 6 km/s en la **corteza superior** (profundidad menor a 15 km) (Havskov y Ottemoller, 2010). Estas ondas solo generan cambios en volumen sin modificar la forma del material que atraviesan (Herráiz, 1997), además de ser las que producen menor daño en las estructuras porque principalmente generan vibraciones en la dirección vertical (Giner y Molina, 2001). Otra característica importante de las ondas P es que pueden viajar tanto en medios líquidos como en sólidos.

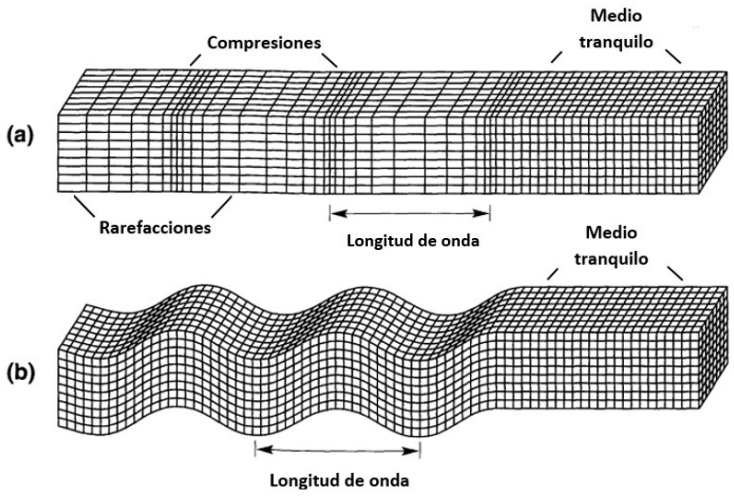


FIGURA 2.14: Ondas de cuerpo: **(a)** Onda P y **(b)** Onda S (Bolt, 1993).

2.6.1.2. Ondas S

Estas ondas generan que las partículas del medio se muevan en una dirección perpendicular a la dirección de propagación de la onda (figura 2.14). Estas ondas, también conocidas como ondas de corte, presentan una velocidad típica de 3.5 km/s en la **corteza superior** y tienen un tiempo de llegada mayor respecto a la onda P (Havskov y Ottemoller, 2010). Las ondas S, al contrario de las ondas P, generan cambios de forma sin modificar el volumen del material que atraviesan (Herráiz, 1997). Estas ondas presentan dos componentes SH y SV, que corresponden a la proyección de la onda S sobre un plano horizontal y otro vertical respectivamente (Herráiz, 1997). Las ondas S no pueden viajar en medios líquidos pues en esos casos el módulo de rigidez μ se aproxima a cero.

2.7. Localización de un sismo

2.7.1. Parámetros hipocentrales

Según Udías y Buforn (2018), si se desea conocer la ubicación del punto focal de un sismo en el espacio y en el tiempo, es necesario conocer sus coordenadas geográficas (x_0, y_0), su profundidad (z_0) y el tiempo de origen (t_0). Estos términos son denominados *parámetros hipocentrales*, donde los términos espaciales también son conocidos como epicentro (x_0: Φ, y_0: λ) y profundidad focal (z_0: h).

2.7.1.1. Foco sísmico

El foco de un sismo (también denominado foco sísmico e hipocentro) es un punto espacial considerado como el lugar de origen de un sismo. Para conocer la localización de este punto, es necesario conocer los datos de latitud, longitud y profundidad focal del sismo. A partir de la ubicación del foco sísmico es posible definir otro término denominado epicentro, el cual representa la proyección del primero en la superficie terrestre.

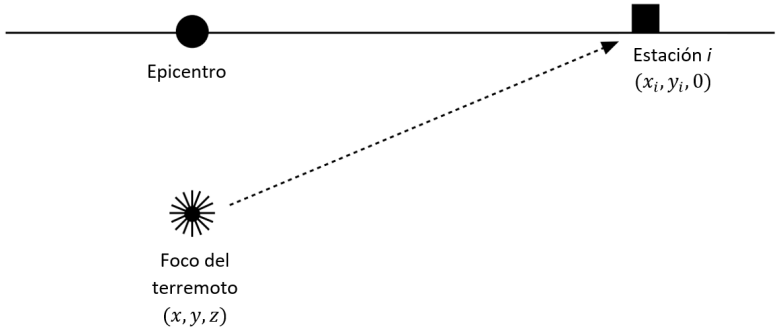


FIGURA 2.15: Geometría de localización de un sismo en un espacio homogéneo (Stein y Wysession, 2003).

Lo descrito anteriormente puede verse en la figura 2.15, donde se observa a una estación sísmica i detectando un sismo en un tiempo de llegada T que depende del tiempo origen del sismo t_0 y del tiempo de viaje entre la fuente y la estación t($\vec{x}$, $\vec{x}_i$):

$$T = t(\vec{x}, \vec{x}_i) + t_0 \tag{2.6}$$

2.7.1.2. Epicentro de un sismo

Está completamente determinado por valores de latitud Φ y longitud λ geográfica, obtenidos de la proyección del foco sísmico en superficie. Su ubicación permite definir el término distancia epicentral ($\triangle_{km}$), el cual representa la distancia que hay entre el epicentro y la estación sísmica de registro (Lay y Wallace, 1995). La distancia epicentral también definirse mediante el concepto de ángulo epicentral $\triangle^{\circ}$, el cual presenta un valor igual al ángulo que subtiende el epicentro y un punto en superficie donde las ondas sísmicas son detectadas, ambos respecto al centro de la Tierra (figura 2.16). La relación entre estas variables es (Kearey et al., 2009):

$$\triangle_{km} = \left(\frac{\pi R}{180}\right) \triangle^{\circ} \tag{2.7}$$

donde R es el radio de la Tierra.

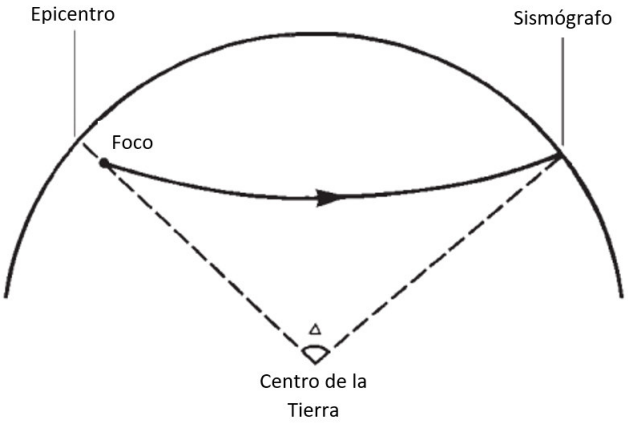


FIGURA 2.16: Esquema gráfico del ángulo epicentral (Kearey et al., 2009).

Dependiendo del valor de distancia epicentral, los eventos sísmicos son clasificados en grupos para su análisis (Havskov y Ottemoller, 2010):

- **Sismos locales**: Distancia epicentral entre 0 y 1000 km ($\triangle_{km}$ <1000 km).
- **Sismos regionales**: Distancia epicentral entre 1000 y 2000 km (1000 km $\leq \triangle_{km} \leq$ 2000 km).
- **Sismos distantes o telesísmicos**: Distancia epicentral mayor a 2000 km ($\triangle_{km} >$ 2000 km).

aunque no exista un acuerdo absoluto para esos límites de distancia.

Los tiempos de viaje de las ondas P o S a un observador dependen de la distancia epicentral. A pesar de la dependencia no lineal de los tiempos de viaje con la distancia, el perfil de velocidad sísmica estándar es lo suficientemente conocida para que los tiempos de llegada de cada tipo de onda pueda ser tabulada o graficada en función de la distancia epicentral (William, 2007). Estas gráficas (también llamados curvas de tiempo de viaje o *travel time curves*) son utilizadas como apoyo en la interpretación de sismogramas e identificación de sus fases, ayudando también en estimaciones aproximadas de distancias epicentrales (Lay y Wallace, 1995). En la figura 2.17 se puede visualizar un ejemplo de estos gráficos.

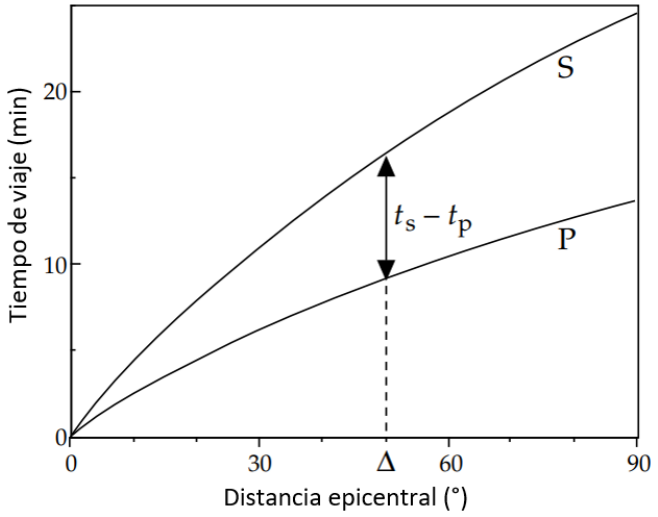


FIGURA 2.17: Gráfica de los tiempos de viaje de las ondas P y S generadas en un sismo. Válido hasta distancias epicentrales de 90° (William, 2007).

2.7.2. Métodos de localización

En este apartado se explica uno de los métodos gráficos que fueron creados para encontrar la profundidad, la distancia epicentral y el tiempo de origen de un sismo; las cuales están actualmente en desuso por la generalización de las computadoras para determinaciones numéricas. A pesar de lo anterior, conocer estos métodos gráficos es importante porque muestran las ideas básicas en las determinaciones focales. Estos métodos fueron creados posteriormente al método de “determinaciones macrosísmicas" debido al desarrollo de la instrumentación sísmica. Puede encontrarse mayor información en Udías y Buforn (2018).

2.7.2.1. Método de múltiples estaciones sísmicas

Este método hace uso de múltiples estaciones para determinar la localización del epicentro, siguiendo procesos gráficos iterativos de aproximaciones sucesivas (Udías y Buforn, 2018).

Para distancias cortas ($\triangle < 1000$ km), el proceso de localización se realiza en un mapa donde se ubican las posiciones de diferentes estaciones sísmicas i = 1, ..., N (N > 4). Para una o varias estaciones, se calcula el intervalo (diferencia) de tiempo entre la llegada de las ondas P (t^P) y S (t^S) [δt = t^S - t^P]. Teniendo las curvas de tiempo de viaje para estas ondas, a partir del intervalo δt para una estación en particular se obtienen la distancia epicentral (figura 2.18) y el tiempo de viaje de las ondas P (t'^P) correspondientes, encontrando finalmente el tiempo origen t_0 del sismo ($t_0 = t^P$ - t'^P). El valor t_0 es usado para hallar los tiempos de viaje de las ondas P en todas las estaciones mediante la ecuación $t'^P_i = t^P_i$ - t_0, los cuales servirán en la determinación de las distancias epicentrales $\triangle_i$ para cada lugar usando las curvas de tiempo de viaje. Las distancias epicentrales permiten graficar círculos con radios $\triangle_i$ centrados en las estaciones sísmicas. En ausencia de errores, el punto de intersección de estos círculos corresponde al epicentro de coordenadas (Φ_0, λ_0). En caso no se crucen en un punto, se varía un poco el tiempo de origen t_0 y el análisis se repite hasta que todos o la mayoría de círculos casi se crucen en un punto. Un caso particular para cinco estaciones es mostrado en la figura 2.18. De manera similar, para encontrar la profundidad del foco es necesario usar tiempos de viaje de diferentes profundidades hasta encontrar una profundidad que ajuste mejor la intersección de los círculos en un solo punto.

Para grandes distancias, se usa un globo terrestre en vez de un mapa para ubicar las estaciones sísmicas.

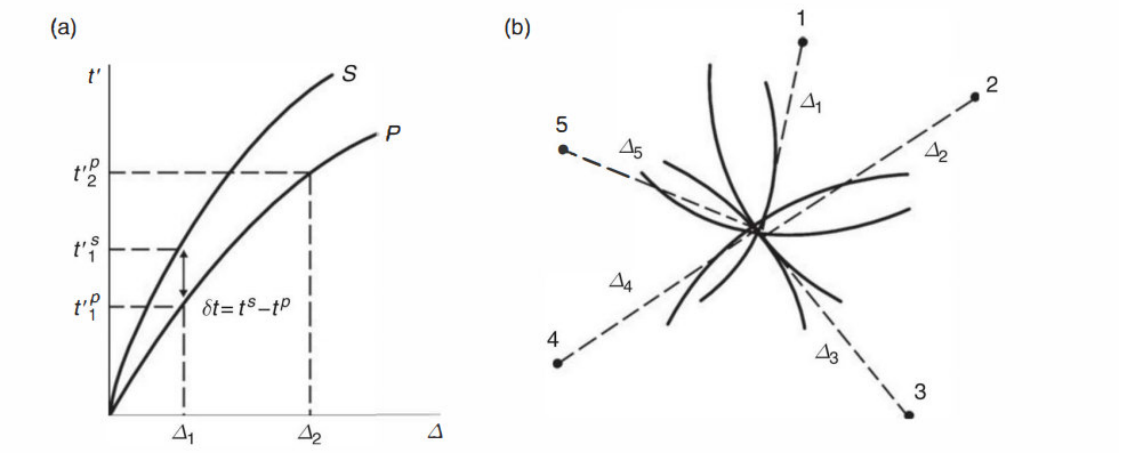


FIGURA 2.18: Métodos para estimar el epicentro y el tiempo de origen de un sismo: **(a)** Cálculo de la distancia epicentral mediante el intervalo de tiempo δt **(b)** Localización del epicentro a partir de cinco estaciones sísmicas (Udías y Buforn, 2018).

2.8. Fórmula de Haversine

La fórmula de Haversine es utilizada para calcular la distancia que existe entre dos puntos localizados sobre una superficie esférica (figura 2.19). Considerando aproximadamente a la Tierra

como una esfera, esta ecuación permite calcular la distancia entre dos puntos con coordenadas latitudinales Φ_i y longitudinales λ_i sin considerar alturas, montañas u otros obstáculos que puedan existir en la superficie (Barrueto, 2015). El término *Haversine* fue introducido en 1835 por Sir. James Inman, básicamente para utilizarlo en el cálculo de distancias en el mar (Shylaja, 2015).

Es definido matemáticamente como:

$$hav(\frac{d}{R}) = hav(\Phi_2 - \Phi_1) + \cos\Phi_1 \cos\Phi_2\, hav(\lambda_2 - \lambda_1) \tag{2.8}$$

donde (Φ_1, λ_1) y (Φ_2, λ_2) son las coordenadas geográficas (en rad) de dos puntos ubicados en la superficie terrestre, d es la distancia más corta entre esos puntos (Vera, 2014) y R es el radio medio terrestre (6371 km).

Utilizando la definición de la función Haversine *hav*:

$$hav(\theta) = \frac{1 - cos2\theta}{2} = \sin^2\frac{\theta}{2} \tag{2.9}$$

puede encontrarse que la distancia d entre esos puntos es definido como:

$$d = 2R \arcsin\left(\sqrt{\sin^2(\frac{\Phi_2 - \Phi_1}{2}) + \cos\Phi_1 \cos\Phi_2 \sin^2(\frac{\lambda_2 - \lambda_1}{2})}\right) \tag{2.10}$$

Esta fórmula, debido a que es válida solo para superficies esféricas, genera errores entorno a 0.3 % si es aplicada para la superficie terrestre (Aranda, 2017).

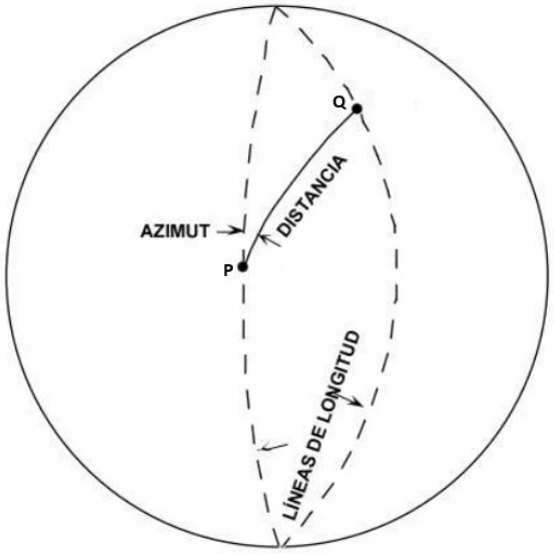


FIGURA 2.19: Esquema simple de la distancia mínima entre dos puntos P y Q ubicados sobre una esfera (Vera, 2014).

2.9. Modelos de regresión lineal

La regresión lineal es una técnica que se ocupa de investigar relaciones de dependencia lineal entre una variable dependiente (endógena o de respuesta) y una o más variables independientes (exógenas o predictoras) (Parra, 2019). Dependiendo de la cantidad de variables exógenas utilizadas, estos modelos son clasificados en simples y múltiples.

A continuación se explicarán ambos modelos, comenzando con la regresión lineal simple por ser el más básico.

2.9.1. Modelo de regresión lineal simple

Este modelo de regresión tiene como objetivo estimar y/o predecir los valores de una variable dependiente a partir del establecimiento de una función lineal para la variable independiente (Rodriguez y Mora, 2001). Matemáticamente se expresa como:

$$y_i = \beta_0 + \beta_1 x_i + u_i \tag{2.11}$$

donde y_i es la variable endógena, x_i es la variable exógena, u_i es un término de perturbación aleatoria (error o residuo) y (β_0, β_1) son parámetros desconocidos a estimar.

El término residual u_i puede ser un valor positivo o negativo, y es utilizado para mostrar que la relación entre la variable x e y no es perfectamente lineal. Los parámetros β_0 y β_1 de la ecuación 2.11 pueden ser estimados mediante el método de los mínimos cuadrados, el cual permite encontrar una recta de regresión que minimiza la suma de cuadrados de las desviaciones u_i. En otras palabras, el problema radica en solucionar:

$$min_{\beta_0,\beta_1} \;\; S = \sum_{i=1}^{n} u_i^2 = \sum_{i=1}^{n} (y_i - (\beta_0 + \beta_1 x_i))^2 \tag{2.12}$$

Resolviendo la ecuación 2.12 mediante la derivación con respecto a los parámetros β_0 y β_1:

$$\frac{\partial S}{\partial \beta_0} = -2 \sum_{i=1}^{n} (y_i - \beta_0 - \beta_1 x_i) = 0 \tag{2.13}$$

$$\frac{\partial S}{\partial \beta_1} = -2 \sum_{i=1}^{n} (y_i - \beta_0 - \beta_1 x_i)\, x_i = 0 \tag{2.14}$$

se obtiene el siguiente sistema de ecuaciones:

$$\sum_{i=1}^{n} y_i = n\beta_0 + \beta_1 \sum_{i=1}^{n} x_i \tag{2.15}$$

$$\sum_{i=1}^{n} x_i y_i = \beta_0 \sum_{i=1}^{n} x_i + \beta_1 \sum_{i=1}^{n} x_i^2 \tag{2.16}$$

Resolviendo la 2.15 para β_0 se obtiene:

$$\beta_0 = \frac{\sum_{i=1}^{n} y_i - \beta_1 \sum_{i=1}^{n} x_i}{n} = \bar{y} - \beta_1 \bar{x} \tag{2.17}$$

el cual se reemplaza en la 2.16 para encontrar β_1:

$$\sum_{i=1}^{n} x_i y_i = (\bar{y} - \beta_1 \bar{x}) \sum_{i=1}^{n} x_i + \beta_1 \sum_{i=1}^{n} x_i^2$$

$$\sum_{i=1}^{n} x_i y_i - \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} x_i \sum_{i=1}^{n} y_i = \beta_1 \left(\sum_{i=1}^{n} x_i^2 - \frac{1}{n} \left(\sum_{i=1}^{n} x_i \right)^2 \right)$$

$$\beta_1 = \frac{\sum_{i=1}^{n} x_i y_i - \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} x_i \sum_{i=1}^{n} y_i}{\sum_{i=1}^{n} x_i^2 - \frac{1}{n} \left(\sum_{i=1}^{n} x_i \right)^2} \tag{2.18}$$

Con los parámetros encontrados, es posible encontrar el residuo de la i-ésima observación mediante una resta:

$$u_i = y_i - \hat{y}_i \tag{2.19}$$

donde y_i son los valores observados e $\hat{y}_i$ los valores predichos por el modelo.

2.9.2. Modelo de regresión lineal múltiple

El modelo de regresión lineal múltiple se diferencia del anterior porque extiende el concepto de influencia o correlación entre más de 2 variables (Montero, 2016).
Este modelo se define como:

$$y_i = \beta_0 + \beta_1 x_{1i} + \beta_2 x_{2i} + \beta_3 x_{3i} + ... + \beta_m x_{mi} + \epsilon_i \tag{2.20}$$

dónde y_i representa la variable endógena, x_{ji} (para j = 1, ..., m) representan las variables exógenas, ϵ_i es el residuo y los parámetros β son valores a estimar.
Similar al modelo de regresión lineal simple, los parámetros β pueden ser encontrados minimizando la suma de cuadrados de las desviaciones ϵ_i:

$$min_{\beta_0,...,\beta_m} \quad S = \sum_{i=1}^{n} \epsilon_i^2 = \sum_{i=1}^{n} (y_i - (\beta_0 + \beta_1 x_{1j} + ... + \beta_m x_{mj}))^2 \tag{2.21}$$

Este problema se resolverá para una variable endógena y tres variables exógenas, las cuales serán descritas posteriormente en la sección metodológica.

2.10. Instrumentación sísmica

Los sismos pueden ser estudiados mediante el uso de registros de posición (GPS), velocidad (sismogramas) o aceleración (acelerogramas). Respecto a los datos GPS, estos pueden ser usados para calcular series de tiempo en desplazamiento de cualquier sismo, los cuales pueden ser usados en el análisis espectral para hallar la magnitud de momento M_W del sismo en análisis (Robles, 2017). Los registros en velocidad pueden usarse de forma parcial o total en un método conocido como Inversión del Tensor de Momento Sísmico (MTI) (Havskov y Ottemoller, 2010), el cual es utilizado en el cálculo de la magnitud de momento mediante las componentes del tensor de momento sísmico. Una importante relación entre los registros descritos anteriormente es la posible obtención de un tipo de registro usando datos de otro registro. Por ejemplo, es posible obtener un acelerograma mediante la derivación de un sismograma o un registro de desplazamiento por medio de la integración (Stein y Wysession, 2003).

2.10.1. Sismógrafos

Los movimientos del suelo producidos por las ondas sísmicas que se liberan en un sismo pueden ser registrados localmente y globalmente mediante instrumentos llamados sismógrafos (Stein y Wysession, 2003). El funcionamiento de los sismógrafos se basa en el principio de inercia, el cual indica que todo cuerpo se mantiene estacionario a menos que se le aplique una fuerza (IRIS, sfa). Estos se encuentran conformados por un sensor que detecta el movimiento (sismómetro) y un sistema de registro para el movimiento. Estos sensores presentan 3 componentes: una masa inercial, un elemento de suspensión y un amortiguador. Esta última componente se incluye para estudiar este tipo de sistemas, pues en un caso ideal (sin rozamiento), la masa inercial comenzaría a oscilar indefinidamente después de la aplicación de una fuerza (Pazos, 2004).

A continuación, se menciona uno de los diversos sismógrafos que fueron creados a lo largo del tiempo por su importancia en el presente trabajo.

2.10.2. Sismógrafo de banda ancha (BB)

En el pasado, las señales solo podían ser registradas en dos rangos de frecuencia: periodo corto (0.1,0.3 Hz - 100 Hz) (Pazos, 2004) y periodo largo (66.6 mHz - 0.01 Hz) (Ccallo, 2003). Sin embargo, posteriormente se construyeron instrumentos que podían detectar los movimientos en un mayor rango de frecuencia (BB, 0.01 Hz - 50 Hz), pudiendo reemplazar incluso a los de periodo corto y largo (Pazos, 2004). Este avance se logró gracias a la mejora en la forma de registro (registros magnéticos digitales) y el desarrollo de un sismómetro de balance de fuerzas

por Wieland y Streckeisen (1983) (Ordoñez, 2005). Este sismógrafo presenta un circuito de retroalimentación negativo que equilibra una masa inercial interna mediante la aplicación de una fuerza proporcional a su desplazamiento.

Generalmente, los instrumentos digitales de banda ancha (BB) pueden presentar diferentes canales que tienen intervalos de muestreo y bandas de frecuencia (o tiempo) característicos. Los canales más comunes se observan en la tabla 2.4.

Canal	Intervalo de muestreo (muestras/s)	Intervalo de tiempo (s)
VH	1/10	10
LH	1/1	1
BH	20/1	0.05
HH/SH	50/1 - 100/1	0.02-0.01

TABLA 2.4: Canales más comunes en instrumentos de banda ancha y sus intervalos de muestreo (Udías y Buforn, 2018).

Existe otro tipo de sismógrafo de banda muy ancha VBB (*Very Broad Band*, por sus siglas en inglés), el cual presenta un ancho de banda de 0.001 Hz - 10 Hz (Pazos, 2004).

2.11. Magnitud sísmica

La magnitud sísmica es una forma de medir experimentalmente el tamaño de un sismo (William, 2007). Dicho valor representa la cantidad de energía liberada en un terremoto, estimando solo una pequeña parte de la energía total emitida en forma de ondas sísmicas (Peláez, 2011). Su determinación es una parte integral del procesamiento de datos sísmicos y es realizado rutinariamente para casi todos los terremotos localizados, sean locales o globales (Havskov y Ottemoller, 2010).

Su valor puede encontrarse mediante diversos métodos que se diferencian por el rango limitado de magnitudes que pueden medir, el tipo de sismógrafo que utilizan (Jiménez, 2010), además de la distancia epicentral y el tipo de onda sísmica sujetas a análisis (Havskov y Ottemoller, 2010). Estos métodos son denominados *escalas de magnitud*, y como podrá verse, dependen básicamente del uso de los sismogramas.

2.11.1. Escalas de magnitud

Las escalas de magnitud pueden ser expresadas en forma general como (Stein y Wysession, 2003):

$$M = \log\left(\frac{A}{T}\right) + F(h, \triangle) + C \tag{2.22}$$

donde A representa la amplitud del movimiento registrado, T es su periodo dominante, F es un factor que corrige el cambio que presenta la amplitud en función de la distancia epicentral $\triangle$ y profundidad focal h, y C es un factor de escala regional.

El factor C también puede expresarse matemáticamente como (Lay y Wallace, 1995):

$$C = C_e + C_f \tag{2.23}$$

donde C_e y C_f son términos de corrección que consideran parámetros significativos de la estación sísmica y la región fuente.

Una peculiaridad importante de las escalas de magnitud es su carácter logarítmico, donde el incremento en una unidad de la magnitud equivale a un aumento de 10 veces en la amplitud de movimiento del suelo.

2.11.1.1. Magnitud local o de Richter M_L

Fue introducida por Charles F. Richter en 1935 para los sismos ocurridos en el sur de California. Para establecer dicha ecuación utilizó diversas observaciones hechas por un sismógrafo de torsión denominado Wood-Anderson, donde pudo observar que el logaritmo del máximo movimiento del suelo (amplitud) presentaba un decaimiento con la distancia (Lay y Wallace, 1995).

La ecuación que define la magnitud local es:

$$M_L = \log A(\triangle) - \log A_0(\triangle) \tag{2.24}$$

donde $A(\triangle)$ representa la amplitud máxima en mm que fue registrada mediante un sismógrafo Wood-Anderson y $A_0(\triangle)$ corresponde al valor de amplitud registrado a una determinada distancia que fue producido por un sismo patrón de magnitud 0.

Las ondas sísmicas que usualmente se analiza para este método son las ondas Lg, las cuales representan ondas Love de corto periodo (8s - 12s) que viajan siguiendo trayectorias continentales en el interior de la corteza superior (Udías y Buforn, 2018).

La calibración de esta escala se logró considerando un sismo de magnitud 3 que, a 100 km de distancia, es registrado por un sismógrafo Wood-Anderson dejando una amplitud máxima de 1 mm (para el sismo patrón: $\log A_0$ = -3 si $\triangle$ = 100 km) (Udías y Buforn, 2018):

$$\begin{aligned} M_L = 3 &= logA(\triangle) - (-3) \\ \log A(\triangle) &= 0 \\ A(\triangle) &= 1 \text{ mm} \end{aligned} \tag{2.25}$$

De esta manera, la magnitud local M_L también puede definirse como:

$$M_L = \log A(\triangle) + 3 \tag{2.26}$$

la cual es válida para sismos que presentan una distancia epicentral no mayor a 600 km y una profundidad focal no mayor a 20 km (Zúñiga, 2011). Es importante resaltar que el valor de M_L puede ser negativo para sismos muy pequeños.

Según Udías y Buforn (2018), puede reformularse la ecuación de la magnitud M_L para que pueda medirse por cualquier tipo de sismógrafo que presente un periodo cercano a 1s:

$$M_L = \log A + 2.56 \log \triangle - 1.67 \tag{2.27}$$

donde A representa la amplitud máxima de movimiento del suelo (usualmente ondas Lg) en μm después de corregirse para la amplificación instrumental y $\triangle$ es la distancia epicentral en km ($\triangle < 600$ km).

A pesar de que la magnitud local M_L fue definido inicialmente solo para sismos superficiales con un factor de corrección dependiente de la distancia epicentral, es posible definir otra ecuación que presente términos de corrección dependientes de la distancia hipocentral r (Havskov y Ottemoller, 2010). Es importante resaltar que la distancia hipocentral es la separación que existe entre el foco o hipocentro de un sismo y la estación de registro.

La siguiente ecuación de la magnitud M_L es recomendada por IASPEI (2013) para regiones diferentes a California:

$$M_L = \log A + C(r) + D \tag{2.28}$$

donde A representa la amplitud máxima en nm registrada en un instrumento de componente vertical que ha sido filtrado para simular una respuesta similar al generado por un sismógrafo Wood-Anderson, r es la distancia hipocentral (típicamente $r < 1000$ km), y los términos $C(r)$ y D han sido calibrados para ajustar las distintas atenuaciones regionales y diferencias sistemáticas entre las amplitudes medidas en sismógrafos horizontales y verticales.

Si se expresa la fórmula anterior como (Peláez, 2011):

$$M_L = \log A + b \log r + cr + d \tag{2.29}$$

se obtiene una ecuación de magnitud M_L que depende básicamente de los parámetros b, c y d; los cuales deben ser ajustados para cada región (condiciones locales) y red sísmica. Los parámetros b y c representan fenómenos de dispersión geométrica (*geometric spreading*) y atenuación respectivamente, mientras que d es un nivel base (Havskov y Ottemoller, 2010).

Dependiendo de la ecuación escogida, un problema que podría presentarse al utilizar la escala M_L es la limitación del intervalo de frecuencias que registra un sismógrafo Wood-Anderson (Ordoñez, 2005), el cual genera problemas de saturación en las magnitudes cuando son mayores a 7.0 (Jiménez, 2010). Otra característica importante de esta escala es su carácter local ($\triangle < 600$ km).

2.11.1.2. Magnitud de ondas de cuerpo

Magnitud de onda corporal de banda ancha m_B

Es conocida como la magnitud de ondas de cuerpo original y fue desarrollada por Gutenberg (1945) y Richter-Gutenberg (1956).

La magnitud m_B es definida como:

$$m_B = \log\left(\frac{A}{T}\right)_{max} + Q(\triangle, h) \qquad , \qquad 20^\circ < \triangle < 100^\circ \tag{2.30}$$

donde $A(\mu m)$ es la amplitud registrada en un canal de banda ancha vertical dentro de todo el tren de ondas P anterior a la fase PP y T es el periodo que debe estar dentro de los 0.2s - 30s, según recomendación de IASPEI (Havskov y Ottemoller, 2010). El parámetro $Q(\triangle, h)$ es un término de corrección dependiente de la distancia epicentral $\triangle$ y la profundidad focal h. La función de corrección recomendada por IASPEI es la función original establecida por Gutenberg y Richter (1956) para ondas P registradas en sismógrafos verticales (figura 2.20).

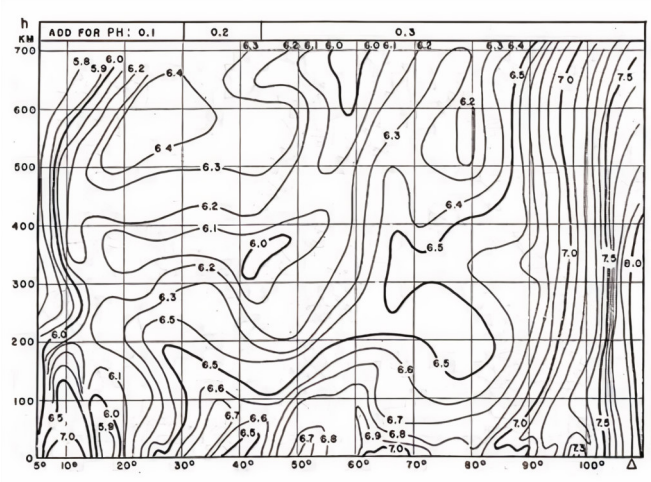


FIGURA 2.20: Función de corrección Q($\triangle$, h) usado en el cálculo de las magnitudes m_b y m_B (Gutenberg y Richter, 1956).

Debido a que es muy difícil medir $(A/T)_{max}$ en la práctica, es posible reformular la ecuación 2.30 utilizando la relación $A = VT/2\pi$, obteniendo como resultado:

$$m_B = \log\left(\frac{V_{max}}{2\pi}\right) + Q(\triangle, h) \qquad , \qquad 20^\circ < \triangle < 100^\circ \tag{2.31}$$

El término V_{max} es un valor de amplitud máxima de velocidad que puede ser leída en una traza de velocidad, haciendo muy conveniente su utilización pues los instrumentos modernos de banda ancha registran datos de ese tipo (Havskov y Ottemoller, 2010).

Una desventaja de la escala m_B es que no puede ser usado para medir sismos que presenten una magnitud menor que 5 - 5.5, pues usualmente el ruido microsísmico será más grande que la señal registrada. Esta escala también sufre un problema de saturación que se produce para valores de magnitud mayores a 8.0 (Havskov y Ottemoller, 2010).

Magnitud de onda corporal m_b

La magnitud m_b es usada ampliamente para sismos ocurridos a distancias telesísmicas y es considerada como una magnitud derivada de m_B. Usualmente, A es medida del grupo de ondas P registrado en sismogramas de componente vertical mediante sismógrafos de periodo corto (Udías y Buforn, 2018). Según IASPEI, su estimación debe hacerse analizando el tren de ondas P ubicado antes de la fase PP (Havskov y Ottemoller, 2010).

La magnitud m_b es definida como (Udías y Buforn, 2018):

$$m_b = \log\left(\frac{A}{T}\right) + Q(\triangle, h) \tag{2.32}$$

donde A es la amplitud máxima de movimiento del suelo registrada en μm o nm (dependiendo de la función $Q(\triangle, h)$ utilizada) después de remover los efectos instrumentales, *T(s)* es el periodo y $Q(\triangle, h)$ es la misma función de corrección que se utilizó para describir la escala m_B.

La ecuación 2.32 es válida para distancias epicentrales comprendidas entre 20° y 100° (Havskov y Ottemoller, 2010). El término T es el periodo dominante del tren de ondas P en el momento que la amplitud máxima es medida, siendo recomendado un valor cercano a 1 s (T $\approx$ 1s) pero en ningún caso puede tener un valor mayor a 3 s (Saloor y Okal, 2020).

Esta escala, similar al caso m_B, también sufre una saturación que comienza a presentarse para valores de $m_b = 5.5$. Esta escala se satura completamente en la magnitud $m_b = 6.0$ (Lay y Wallace, 1995).

2.11.1.3. Magnitud de ondas superficiales M_S

Gutenberg (1945) estableció la escala M_S basándose principalmente en registros telesísmicos ($\triangle > 20°$) de ondas superficiales que siguieron trayectorias oceánicas (Havskov y Ottemoller, 2010). A diferencia de la magnitud de ondas de cuerpo, esta escala utiliza el registro de ondas de superficie para estimar la magnitud sísmica.

La escala M_S es definida en forma general como (Udías y Buforn, 2018):

$$M_S = \log\left(\frac{A}{T}\right) + \alpha \log \triangle^\circ + \beta \tag{2.33}$$

donde $A(\mu\text{m})$ es la amplitud máxima de las ondas Rayleigh registradas, T es el periodo (T $\approx$ 20s), $\triangle^\circ$ es la distancia epicentral en grados, y (α, β) son constantes de calibración.

Los primeros valores establecidos para α y β fueron dados por Gutenberg (1945), tomando los valores de 1.656 y 1.818 respectivamente; pero en 1964 fueron cambiados por IASPEI a 1.66 (para α) y 3.3 (para β) (Vanek et al., 1962).

Así, la ecuación 2.33 también puede definirse como:

$$M_S = \log\left(\frac{A}{T}\right) + 1.66 \log \triangle^\circ + 3.3 \tag{2.34}$$

según los valores adoptados por IASPEI. Esta asociación estableció que la ecuación 2.34 es una definición general para la escala M_S, indicando que la amplitud máxima A debe ser medida en la componente vertical del movimiento para las ondas de superficie, el periodo debe estar entre los 18 s y 22 s, además de fijar una validez de esta ecuación para sismos que presentan una distancia epicentral comprendida entre 20°-160° y una profundidad focal superficial (h $<$ 60 km). (Havskov y Ottemoller, 2010).

Asignando el valor de 20 s para el periodo T de la ecuación 2.33, en caso se utilizara la amplitud máxima de las ondas Rayleigh, se puede obtener otra manera de definir la magnitud M_S para este tipo de onda superficial (Stein y Wysession, 2003):

$$M_S = \log\left(A_{20}\right) + 1.66 \log \triangle^\circ + 2.0 \tag{2.35}$$

tomando en consideración los valores definidos por IASPEI.

Es importante resaltar que la amplitud máxima A utilizada, ya sea en la ecuación 2.34 o 2.35, debe ser medida después de haberse removido los efectos del instrumento (Stein y Wysession, 2003). El problema de la escala de magnitud M_S es la saturación que comienza a presentar para magnitudes sísmicas mayores a 7.25, saturándose completamente para una magnitud igual a 8.0 (Lay y Wallace, 1995).

2.11.1.4. Magnitud de coda M_c

La magnitud de coda es una escala que depende directamente de la duración del registro sísmico, siendo una de las primeras escalas M_c propuesta por Lee et al. (1972). Es válida para sismos de pequeño tamaño ($M_S < 4.0$) que presentan distancias epicentrales comprendidas

entre 0 y 400 km (USGS, sfb). Su cálculo depende básicamente de un parámetro denominado tiempo coda 't_{coda}', tal como se puede ver en su definición matemática:

$$M_c = a \log t_{coda} + br + c \tag{2.36}$$

donde r es la distancia hipocentral y (a, b, c) son parámetros que dependen fuertemente del lugar de registro por los fenómenos de atenuación y dispersión que se producen (Peláez, 2011).

El tiempo coda puede ser calculado a partir del tiempo de llegada de la parte final de la onda coda (t) y el tiempo de llegada de la onda P (t_P):

$$t_{coda} = t - t_P \tag{2.37}$$

Un problema de esta magnitud es que depende de una correcta elección del tiempo coda, la cual es medida mediante la utilización de umbrales que relacionan la señal sísmica con el ruido de la señal (Havskov y Ottemoller, 2010).

A pesar de que la magnitud M_c está muy desacreditada por su falta de generalidad (no existe una escala universal) y su dependencia con la medición del final de la señal, tiene sus ventajas por ser de rápida estimación y tener una precisión independiente de la calibración del instrumento (Havskov y Ottemoller, 2010).

2.11.1.5. Magnitud de energía M_e

La escala de magnitud M_e se expresa en función de la cantidad de energía sísmica emitida en un terremoto. La ecuación de magnitud propuesta por Choy y Boatwright (1995) es:

$$M_e = \frac{2}{3} \log E_S - 3.2 \tag{2.38}$$

donde E_s es la energía sísmica radiada (N.m).

Para poder expresar E_S de la ecuación 2.38 en función del módulo de cizalla (o rigidez) de la zona y de la caída del esfuerzo que hubo en el proceso de ruptura, es necesario conocer el proceso de liberación de energía usando estos parámetros. Se conoce que la energía total disipada E_T en un sismo es (Udías et al., 2014):

$$E_T = E_F + E_S + E_H \tag{2.39}$$

donde E_F es la energía necesaria para que exista un nuevo proceso de ruptura o para superar la fricción que existe entre los lados de una falla, E_S es la energía sísmica liberada como ondas

elásticas (energía sísmica) y E_H es la energía disipada en forma de calor sobre la superficie de la falla o en fenómenos inelásticos.

Un término importante en sismología es el coeficiente de eficiencia sísmica η, definido como:

$$\eta = \frac{E_S}{E_T} \tag{2.40}$$

siendo importante pues indica que proporción de la energía total fue radiada en forma de ondas sísmicas.

Para un modelo simplificado de una fractura por cizallamiento, se produce un desliz relativo $\triangle u$ entre los dos lados de una falla cuando el esfuerzo de cizalla que actúa en ese momento supera la fricción que mantiene a los dos bloques juntos (figura 2.21).

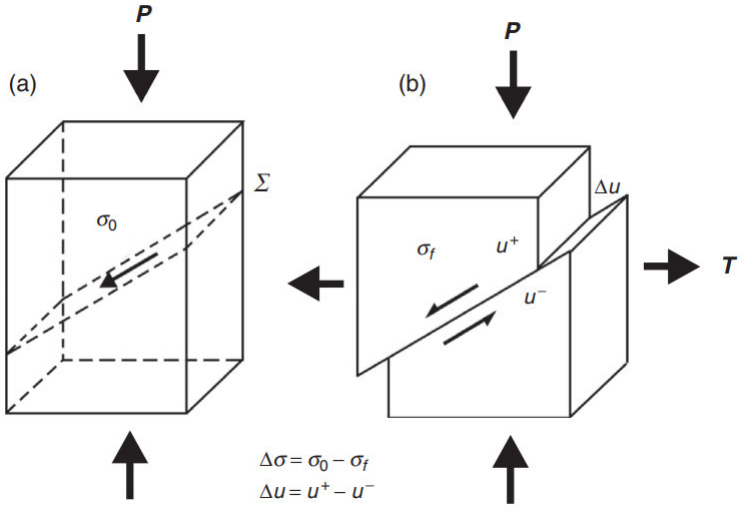


FIGURA 2.21: Representación esquemática de los términos de esfuerzo actuando **(a)** antes y **(b)** después de una fractura por cizallamiento, produciendo un desliz $\triangle u$ y una caída de esfuerzo $\triangle\sigma$ (Udías et al., 2014).

Si consideramos a los términos σ_0 y σ_f como el esfuerzo de cizalla antes y después del fracturamiento, se puede definir una caída de esfuerzo $\triangle\sigma$ y un esfuerzo promedio $\bar{\sigma}$ como:

$$\triangle\sigma = \sigma_0 - \sigma_f \tag{2.41}$$

$$\bar{\sigma} = \frac{\sigma_0 + \sigma_f}{2} \tag{2.42}$$

En una forma simplificada, la energía total liberada E_T durante un proceso de ruptura puede ser expresado como:

$$E_T = \bar{\sigma} S \triangle\bar{u} \tag{2.43}$$

donde S y $\triangle\bar{u}$ son el área y el desliz promedio del plano de ruptura. El carácter promedio del término $\triangle\bar{u}$ se debe a que puede variar sobre la superficie de falla.

Si se utiliza la ecuación del momento sísmico M_0 propuesta por Aki (1966):

$$M_0 = \mu \triangle \bar{u} S \tag{2.44}$$

en la ecuación 2.43, se puede obtener una relación de la energía total en términos del momento sísmico:

$$E_T = \frac{\bar{\sigma}}{\mu} M_0 \tag{2.45}$$

donde μ es el módulo de rigidez del material en la falla.

Si se produce una caída de esfuerzo total ($\sigma_f = 0$), se cumple $\triangle\sigma = 2\ \bar{\sigma}$. Reemplazando la igualdad anterior en 2.45, se obtiene una ecuación que está en función de la caída de esfuerzo promedio $\triangle\bar{\sigma}$ (concepto similar a $\triangle\bar{u}$):

$$E_T = \frac{\triangle\bar{\sigma}}{2\mu} M_0 \tag{2.46}$$

La ecuación 2.46 relaciona la energía total liberada en un terremoto con el momento sísmico, para una caída de esfuerzo total.

Si se considera una caída de esfuerzo general ($\sigma_f \neq 0$), el esfuerzo promedio $\bar{\sigma}$ se define como:

$$\bar{\sigma} = \frac{\triangle\bar{\sigma}}{2} + \sigma_f \tag{2.47}$$

Reemplazando la ecuación 2.47 en la 2.45 se obtiene:

$$E_T = \frac{\triangle\bar{\sigma}}{2\mu} M_0 + \frac{\sigma_f}{\mu} M_0 = E_0 + \sigma_f S \triangle\bar{u} \tag{2.48}$$

donde E_0 es la energía total cuando la caída de esfuerzo es total.

La energía perdida por fricción durante el proceso de ruptura ($E_R = E_F + E_H$) puede ser definido de forma análoga a la ecuación 2.43:

$$E_R = \sigma_{fr} S \triangle\bar{u} \tag{2.49}$$

donde σ_{fr} es el esfuerzo friccional en la falla.

Usando las ecuaciones 2.48 y 2.49 se obtiene una ecuación para la energía sísmica E_S:

$$E_S = E_T - E_R = E_0 + S \triangle\bar{u} (\sigma_f - \sigma_{fr}) \tag{2.50}$$

En sismología se asume a menudo que el esfuerzo final σ_f es igual al esfuerzo por fricción σ_{fr} (*condición de Orowan*). Esto genera como resultado que E_S sea igual a E_0, reduciendo

la ecuación 2.50 a:

$$E_S = E_0 = \frac{1}{2}\triangle\bar{\sigma}\triangle\bar{u}S = \frac{\triangle\bar{\sigma}}{2\mu}M_0 \tag{2.51}$$

Finalmente, sustituyendo 2.51 en 2.38 se obtiene la ecuación que define la magnitud M_e en términos de la caída de esfuerzo promedio y el módulo de rigidez:

$$M_e = \frac{2}{3}\left(\log M_0 + \log\frac{\triangle\bar{\sigma}}{2\mu}\right) - 3.2 \tag{2.52}$$

Esta escala es independiente de la distancia epicentral y no se satura, siendo útil para cuantificar magnitudes sísmicas mayores a 3.5 (Jiménez, 2010).

2.11.1.6. Magnitud de momento sísmico M_W

La escala de magnitud de momento M_W fue encontrada por Hanks y Kanamori (1979) a partir de la aproximación propuesta por Kanamori (1977):

$$\frac{\triangle\bar{\sigma}}{\mu} \approx 10^{-4} \quad , \quad \triangle\bar{\sigma} = 20 \text{ - } 60 \text{ bars} \quad , \quad \mu = 3\text{-}6 \text{ x}10^{10} N/m^2 \tag{2.53}$$

usando las relaciones empíricas de Gutenberg y Richter para la escala M_S:

$$\log E_S = 4.8 + 1.5M_S \tag{2.54}$$

donde E_S está en Joules (J). Asumiendo la caída de esfuerzo constante definida en 2.53, es posible obtener la magnitud de momento reemplazando E_S de la ecuación 2.51 en 2.54:

$$\begin{aligned} \log E_S = \log\frac{\triangle\bar{\sigma}M_0}{2\mu} &= 4.8 + 1.5M_S \\ \frac{1}{1.5}\left(\log M_0 + \log\frac{\triangle\bar{\sigma}}{\mu} - \log 2 - 4.8\right) &= M_S \\ \frac{2}{3}\left(\log M_0 - 9.1\right) &= M_S = M_W \end{aligned} \tag{2.55}$$

el cual puede reducirse a:

$$M_W = \frac{2}{3}\log M_0 - 6.07 \tag{2.56}$$

con el parámetro M_0 en $N.m$.

Esta escala no sufre saturación porque depende únicamente del momento sísmico M_0, el cual tampoco sufre saturación (Lay y Wallace, 1995). El valor de M_0 puede ser encontrado mediante dos métodos denominados inversión del tensor de momento sísmico y análisis espectral (Havskov y Ottemoller, 2010).

Los parámetros M_0 y M_W son muy útiles en el monitoreo de sismicidad inducida porque permite encontrar las dimensiones de la fractura y estimar aproximadamente la energía sísmica liberada (Stork et al., 2014). Una desventaja de M_W está relacionado al de no poder representar con exactitud la energía liberada en un sismo, pues está definido en base a un valor constante de $\triangle\bar{\sigma}$ (Havskov y Ottemoller, 2010).

La ecuación 2.56 también puede encontrarse sustituyendo la aproximación 2.53 en la ecuación 2.52 de la magnitud de energía M_e (Choy y Boatwright, 1995).

Capítulo 3

Metodología

3.1. Regresión lineal múltiple

En este trabajo de investigación se presenta una ecuación empírica de magnitud sísmica que depende de parámetros sísmicos como la distancia epicentral (D), profundidad focal (H) y el contenido energético de la 'señal' (E), referida esta última a las tres componentes de movimiento del suelo.

Esta ecuación de magnitud M es expresado matemáticamente como:

$$M = a \log E + b \log D + c \log H + d \tag{3.1}$$

donde los términos $(a,\ b,\ c,\ d)$ son parámetros desconocidos a estimar.

Si se efectúan los siguientes cambios en la ecuación 3.1:

$$x_i = \log(E), \qquad y_i = \log(D), \qquad z_i = \log(H), \qquad \hat{f}_i = M \tag{3.2}$$

y se considera un término ϵ_i para diferenciar los valores de magnitud observados (f_i) con los predichos $(\hat{f}_i)$ estadísticamente por el modelo (ver 2.20), se obtiene una ecuación de la forma:

$$f_i = \hat{f}_i + \epsilon_i = ax_i + by_i + cz_i + d + \epsilon_i, \qquad i = 1 \ldots n \tag{3.3}$$

donde f_i sería la variable endógena y (x_i, y_i, z_i) serían las variables exógenas.

El cálculo de los parámetros $(a,\ b,\ c,\ d)$ se realiza minimizando la suma de cuadrados de las desviaciones ϵ_i:

$$min_{a,b,c,d}\ \ S = \sum_{i=1}^{n} \epsilon_i^2 = \sum_{i=1}^{n} (f_i - \hat{f}_i)^2 = \sum_{i=1}^{n} (f_i - (ax_i + by_i + cz_i + d))^2 \tag{3.4}$$

Resolviendo 3.4 se obtienen las ecuaciones:

$$\frac{\partial S}{\partial a} = -2\sum_{i=1}^{n}(f_i - (ax_i + by_i + cz_i + d))x_i = 2\sum_{i=1}^{n}((ax_i + by_i + cz_i + d) - f_i)x_i = 0 \quad (3.5)$$

$$\frac{\partial S}{\partial b} = -2\sum_{i=1}^{n}(f_i - (ax_i + by_i + cz_i + d))y_i = 2\sum_{i=1}^{n}((ax_i + by_i + cz_i + d) - f_i)y_i = 0 \quad (3.6)$$

$$\frac{\partial S}{\partial c} = -2\sum_{i=1}^{n}(f_i - (ax_i + by_i + cz_i + d))z_i = 2\sum_{i=1}^{n}((ax_i + by_i + cz_i + d) - f_i)z_i = 0 \quad (3.7)$$

$$\frac{\partial S}{\partial d} = -2\sum_{i=1}^{n}(f_i - (ax_i + by_i + cz_i + d)) = 2\sum_{i=1}^{n}((ax_i + by_i + cz_i + d) - f_i) = 0 \quad (3.8)$$

a partir de los cuales, ordenando y dando forma, se logra encontrar el siguiente sistema de ecuaciones que permite estimar los valores de a, b, c y d:

$$a\sum_{i=1}^{n}x_i^2 + b\sum_{i=1}^{n}x_iy_i + c\sum_{i=1}^{n}x_iz_i + d\sum_{i=1}^{n}x_i = \sum_{i=1}^{n}x_if_i \quad (3.9)$$

$$a\sum_{i=1}^{n}x_iy_i + b\sum_{i=1}^{n}y_i^2 + c\sum_{i=1}^{n}y_iz_i + d\sum_{i=1}^{n}y_i = \sum_{i=1}^{n}y_if_i \quad (3.10)$$

$$a\sum_{i=1}^{n}x_iz_i + b\sum_{i=1}^{n}y_iz_i + c\sum_{i=1}^{n}z_i^2 + d\sum_{i=1}^{n}z_i = \sum_{i=1}^{n}z_if_i \quad (3.11)$$

$$a\sum_{i=1}^{n}x_i + b\sum_{i=1}^{n}y_i + c\sum_{i=1}^{n}z_i + dn = \sum_{i=1}^{n}f_i \quad (3.12)$$

Para resolver el sistema de ecuaciones anterior se utilizaron valores de distancia epicentral (D), profundidad focal (H), magnitud sísmica (Mw) y contenido energético de la señal (E), donde este último fue calculado a partir de registros sísmicos.

A continuación se hizo una descripción de los eventos sísmicos analizados, además del procedimiento que se siguió para establecer la ecuación empírica de magnitud M.

3.1.1. Caso de estudio: Sismos ocurridos entre los años 2011 - 2021

Se analizaron 147 sismos ocurridos en Perú y países fronterizos dentro del periodo comprendido por los años 2011 y 2021 mediante datos de profundidad focal, magnitud sísmica M_w, distancia epicentral de cada evento respecto a la estación sísmica de Ñaña (NNA) y señales sísmicas registradas en dicha estación en las 3 componentes de movimiento.

Los datos fueron obtenidos de la siguiente manera:

- Los valores de profundidad focal y magnitud sísmica fueron adquiridos de un catálogo del NEIC, brindados por el Servicio Geológico de U.S. (USGS, sfa).

- Los datos de distancia epicentral fueron calculados a partir de las coordenadas geográficas de cada evento sísmico y la estación de Ñaña.
- Las señales sísmicas fueron obtenidas de la plataforma IRIS Wilber 3 (IRIS, sfd).

Se puede visualizar en la figura 3.1 la distribución espacial de los eventos sísmicos analizados en este trabajo, además de la estación sísmica de Ñaña (*NNA*) que presenta una ubicación de 11.9875 latitud sur y 76.8422 longitud oeste.

Se tiene mayor información de los 147 sismos analizados en la tabla A.1 del anexo A.

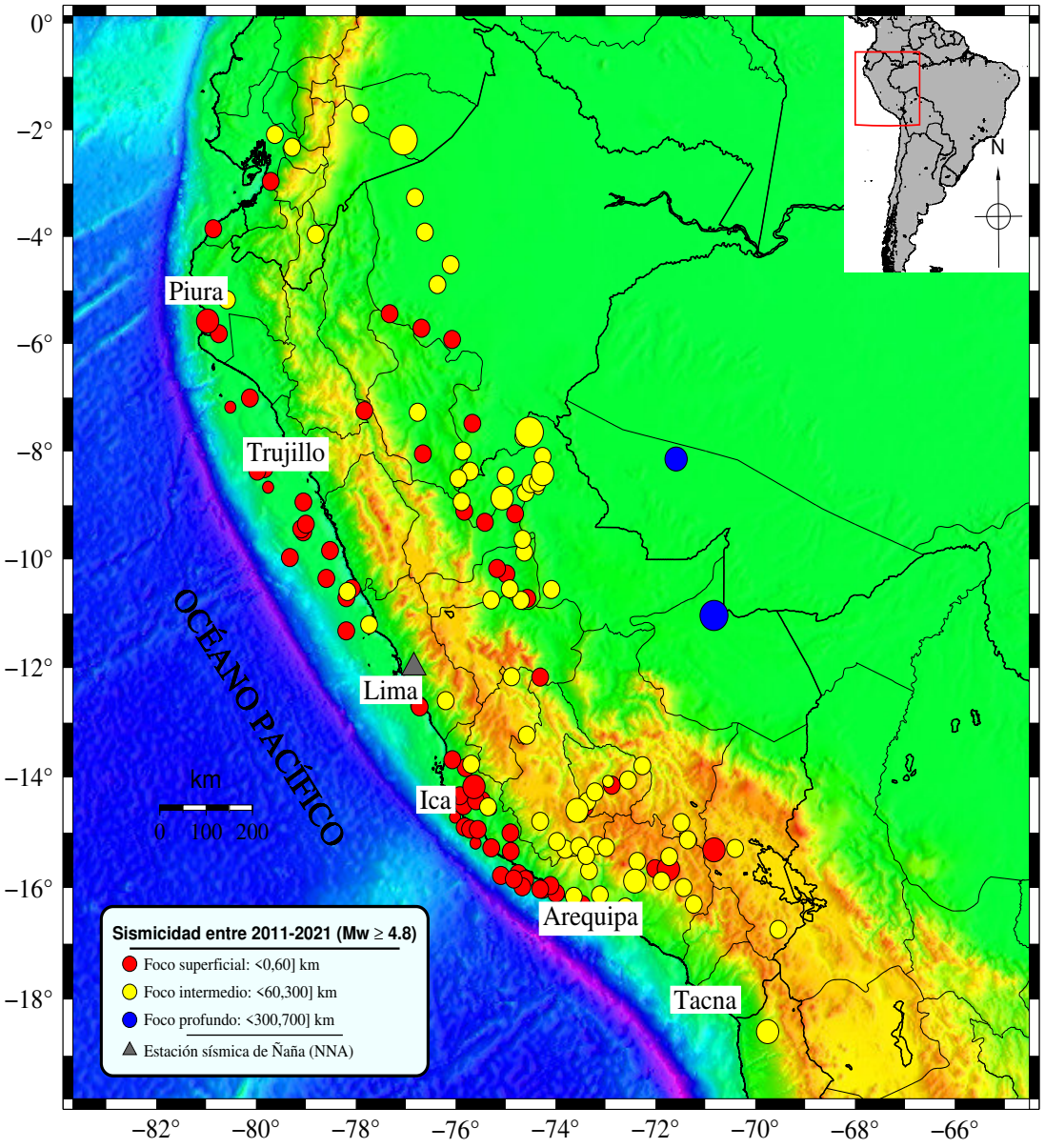


FIGURA 3.1: Distribución espacial de 147 sismos obtenidos del NEIC-USGS que tuvieron magnitudes $M_W \geq 4.8$ y ocurrieron durante el periodo 2011-2021, los cuales fueron analizados en el presente trabajo.

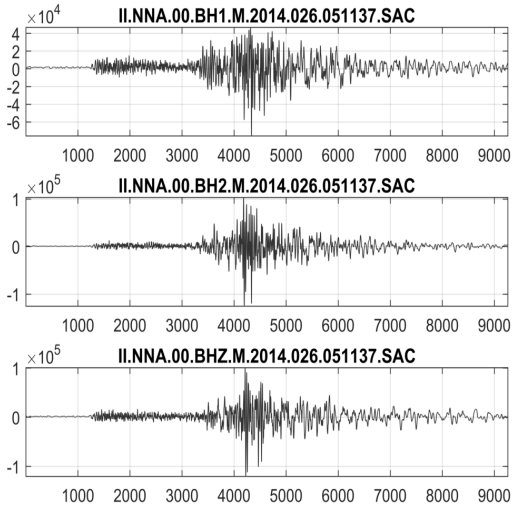
3.1.2. Registros sísmicos

Los registros sísmicos fueron obtenidos de la plataforma *IRIS Wilber 3* en formato SAC.

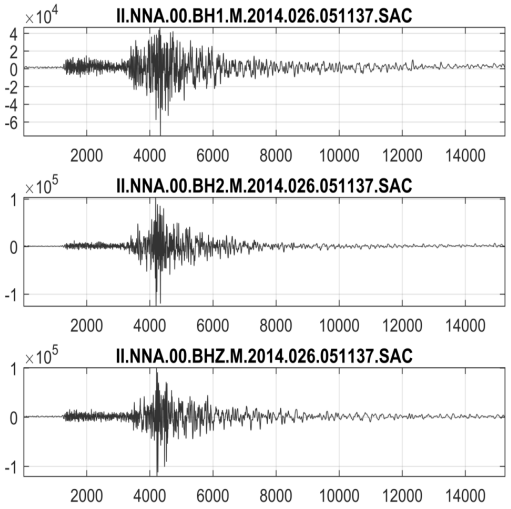
Para su descarga fue necesario realizar el procedimiento descrito a continuación:

1. Ingresar a la página web: http://ds.iris.edu/wilber3.
2. Se configura la fecha de búsqueda en DataSet para la sección *Yearly Datasets*, donde podrá encontrarse los sismos de magnitud mayor a 5.0 Mw ocurridos cada año. Por defecto, los eventos son recuperados del catálogo del NEIC para eventos recientes, siendo intercambiados por los datos del ISC cuando están disponibles (IRIS, sfb). Es importante resaltar que el Centro de Manejo de Datos IRIS (IRIS Data Management Center, por sus siglas en inglés) obtiene datos de localización y magnitud de un sismo mediante los siguientes contribuidores: USGS NEIC: PDE, ISC y Global CMT Project (IRIS, sfb), pudiendo ser seleccionados individualmente si se utiliza la opción Custom Query (IRIS, 2020).
3. Se ubica en el mapa al Perú y, en la sección localización, se establece los límites que definen el área de estudio (sección 1.4).
4. Se comienza a descargar, por cada año, todos los sismos ocurridos dentro del país y sus zonas fronterizas. Para ello, se hace clic izquierdo en el evento (círculo) y en el link que aparece en la ventana de diálogo que se genera.
5. En la nueva página se define la estación del cual se desea obtener los registros sísmicos. Esto se realiza en la tabla inferior, haciendo clic en *None* de la opción Select y eligiendo solamente la estación de interés (para este caso, NNA). Se puede obtener información de la señal haciendo clic en el nombre de la estación, pudiéndose configurar en la ventana generada el tipo de instrumento y el periodo de tiempo de la señal requerida.
6. Finalmente, en la sección Action se ingresa a *Request data*, donde puede establecerse el periodo de tiempo que desea descargar del registro sísmico (similar al paso anterior), el formato de salida y datos como el nombre del peticionario y su correo electrónico.

El tipo de instrumento utilizado para esta investigación fue el sismógrafo *Streckeisen STS-1 con Metrozet E300*, descargando las señales sísmicas comprendidas en el rango temporal de 1 minuto antes de la fase P y 5 minutos después de la fase S. A pesar de que la mayoría de señales fueron descargadas en el periodo de tiempo señalado anteriormente, en algunas casos se configuró hasta 10 minutos después de la fase S pues con 5 minutos no contenían toda la señal sísmica (figura 3.2).



(a) Registro hasta los 5 minutos después de la fase S



(b) Registro hasta los 10 minutos después de la fase S

FIGURA 3.2: Señales sísmicas de las 3 componentes de movimiento del suelo registradas en el evento sísmico ocurrido el 26 de enero del 2014 a las 05:10:27 h (UTC). Los datos fueron obtenidos desde 1 minuto antes de la fase P hasta 5 y 10 minutos después de la fase S.

A continuación, se muestra una tabla de los valores que fueron utilizados para configurar la descarga de los registros sísmicos. La información de cada evento sísmico puede encontrarse en el anexo A.

TABLA 3.1: Valores (min) utilizados para configurar la descarga de registros sísmicos en la plataforma IRIS Wilber 3.

N° sismo	Antes de la fase P	Después de la fase S	N° sismo	Antes de la fase P	Después de la fase S
1-2	1	5	3	1	10
4-9	1	5	10	1	10
11-13	1	5	14	1	10
15	1	5	16	1	10
17-20	1	5	21	1	10
22-34	1	5	35	1	10
36-38	1	5	39	1	10
40	1	5	41	1	10
42-57	1	5	58-60	1	10
61-73	1	5	74	1	10
75-77	1	5	78-79	1	10
80-82	1	5	83	1	10
84-86	1	5	87	1	10
88-93	1	5	94	1	10

N° sismo	Antes de la fase P	Después de la fase S	N° sismo	Antes de la fase P	Después de la fase S
95-97	1	5	98	1	10
99-103	1	5	104	1	10
105	1	5	106	1	10
107-110	1	5	111	1	10
112	1	5	113	1	10
114-118	1	5	119	1	10
120-131	1	5	132	1	10
133	1	5	134	1	10
135-147	1	5	-	-	-

Solamente fueron escogidos 147 sismos ya que se separaron los registros de eventos que habían ocurrido muy cerca uno de otro (en tiempo), pudiendo alterar el valor del contenido energético E, y los que presentaban formas que podrían asociarse a fenómenos de saturación. Este último problema genera valores de magnitud subestimados, y son causados por sismos de grandes magnitudes que ocurrieron muy cerca de la estación de registro (Jiménez, 2010).

3.1.3. Estimación del contenido energético E y la distancia epicentral D

Los registros sísmicos de las 3 componentes de movimiento del suelo fueron medidos por un sismógrafo *Streckeisen STS-1 con Metrozet E300* (Streckeisen STS1-E300) que está ubicado en la estación sísmica de Ñaña. Los sismógrafos Streckeisen STS-1 fueron fabricados entre los años 1981 y 1991, y presentan las siguientes características (Streckeisen, sf):

- Primer sismógrafo de banda ancha disponible (específicamente, son sismógrafos de banda muy ancha).
- Presenta dos sensores horizontales, uno vertical y electrónica separada.
- Rango de frecuencia: 2.78 mHz - 10 Hz.
- Fue superado por los sismógrafos Streckeisen STS-6.

Posteriormente fue creado el Streckeisen STS1-E300 para solucionar de forma simple y económica (a largo plazo) los problemas que presentaban los sensores STS-1 (VanZandt, 2007).

Los registros sísmicos en formato SAC descargados de las 3 componentes de movimiento del suelo fueron leídos en el software MATLAB. Para ese propósito se realizó un Script que está basado en las funciones creadas por FTil (2021), el cual permite obtener datos importantes de la información contenida en el archivo *.SAC: Fecha y hora de ocurrencia del evento

sísmico, las localizaciones geográficas del evento y la estación sísmica del cual se obtuvieron los archivos, entre otros.

Las funciones del script elaborado para este trabajo se encuentran descritos en la sección B.1 del anexo B, donde puede observarse que se definió una función principal denominada ***sacpc2mat*** y cinco funciones locales (utilizadas por la función principal).

Variables de salida	Descripción
Cant_M	Arreglo columna que tiene como elementos el **número de datos** de amplitud registrados en cada uno de los archivos *.SAC leídos.
Est_Eve_CG	Arreglo 4xn que tiene como elementos las **coordenadas geográficas** de la estación (filas 1 y 2) y el evento sísmico (filas 3 y 4), para los n eventos sísmicos analizados (n = N_s/3).
Ns_St	Arreglo celda 1x2 que tiene como primer elemento {1, 1} el **número de archivos** *.SAC leídos (N_s) y como segundo elemento {1, 2} el **nombre** de la estación.
Mat_Dat	Arreglo columna que tiene como elementos **los valores de amplitud** registrados en cada uno de los archivos *.SAC que fueron leídos (length(Mat_Dat) = sum(Cant_M)).

TABLA 3.2: Descripción general de las variables de salida que obtiene la función *sacpc2mat*.

Para la obtención del contenido energético de la señal y la distancia epicentral referidos a cada sismo estudiado se hizo otro script que utilizara la función *sacpc2mat*. Este código inicia declarando variables cuyos valores se definen en función de los nombres de cada archivo *.SAC descargado (parte I del código 1). Eso permite la aplicación de la función *sacpc2mat*, el cual tiene como datos de entrada los nombres de cada archivo *.SAC y como formato de salida las variables señaladas en la tabla 3.2.

En la parte inferior se muestra el código de dicho procedimiento para los sismos analizados que ocurrieron en el año 2011:

Código 1

Parte I

```
%%Script de lectura de los archivos *.SAC: Sismos del año 2011.
%Sismo 1:
Sismo_BH1_1 = 'II.NNA.00.BH1.M.2011.155.133755.SAC';
Sismo_BH2_1 = 'II.NNA.00.BH2.M.2011.155.133755.SAC';
Sismo_BHZ_1 = 'II.NNA.00.BHZ.M.2011.155.133755.SAC';
```

%Sismo 2:

Sismo_BH1_2 = 'II.NNA.00.BH1.M.2011.205.154902.SAC';
Sismo_BH2_2 = 'II.NNA.00.BH2.M.2011.205.154902.SAC';
Sismo_BHZ_2 = 'II.NNA.00.BHZ.M.2011.205.154902.SAC';

⋮ ⋮ ⋮

%Sismo 8:

Sismo_BH1_8 = 'II.NNA.00.BH1.M.2011.364.092158.SAC';
Sismo_BH2_8 = 'II.NNA.00.BH2.M.2011.364.092158.SAC';
Sismo_BHZ_8 = 'II.NNA.00.BHZ.M.2011.364.092158.SAC';

[Cant, Estacion_Evento_CG, Tm, a] = sacpc2mat(Sismo_BH1_1, Sismo_BH2_1, Sismo_BHZ_1, Sismo_BH1_2, Sismo_BH2_2, Sismo_BHZ_2, ..., Sismo_BH1_8,Sismo_BH2_8,Sismo_BHZ_8);

Se hicieron códigos similares al descrito en la parte superior para los demás archivos *.SAC, agrupándolos también en años por un tema de organización. Las variables de salida *Cant*, *Estacion_Evento_CG*, *Tm* y *a* son las mismas que fueron descritas en la tabla 3.2, teniendo solo como diferencia los nombres que le fueron asignados.

La parte II. del código 1 (subsección B.2.1 del anexo B), que es igual para todos los años, realiza un procesamiento de las variables de salida *a* y *Estacion_Evento_CG* para obtener el logaritmo decimal del contenido energético de la señal y de la distancia epicentral por cada evento sísmico. La variable obtenida es un arreglo numérico de dimensión nx2, donde n es la tercera parte de la cantidad de variables de entrada leídas por la función *sacpc2mat*.

$$Resultado = \begin{bmatrix} \log(E_1) & \log(D_1) \\ \log(E_2) & \log(D_2) \\ \vdots & \vdots \\ \log(E_n) & \log(D_n) \end{bmatrix}_{nx2}$$

La ecuación utilizada en la parte II del código 1 para estimar el contenido energético de la señal E es (Jiménez, 2010):

$$E_j = \frac{0.5}{3} * \left(\sum_{i=1}^{n} [b_{ji}^2]_E + \sum_{i=1}^{n} [b_{ji}^2]_N + \sum_{i=1}^{n} [b_{ji}^2]_Z \right) \quad , \quad j = 1, \ldots, 147 \tag{3.13}$$

donde E_j representa el contenido energético del j-ésimo evento sísmico, b_{ji} son valores que se consiguen al quitar el promedio de los valores de amplitud registrados a cada uno de los mismos ($b_{ji} = y_{ji}$ - mean(y_{ji}), por cada archivo SAC), y la terna (E, N, Z) sirve para indicar

que deben analizarse, por evento sísmico, los tres registros de movimiento del suelo referidos a la dirección Este-Oeste, Norte-Sur y Vertical respectivamente.

Aunque los valores de las componentes horizontales utilizados en este trabajo no fueron mediciones orientadas específicamente en dirección N-S y E-W (se utilizaron archivos BH1 y BH2, no archivos BHN y BHE), los valores de energía encontrados dieron buenos resultados de magnitud (IRIS, sfc).

La distancia epicentral es calculada mediante la ecuación 2.10 tomando en consideración las ubicaciones de los eventos sísmicos en estudio y de la estación sísmica de Ñaña. A pesar de que las localizaciones de estos eventos sísmicos podían ser obtenidos directamente de los datos del NEIC (anexo A), estos fueron adquiridos de los mismos archivos *.SAC porque dan una mayor facilidad en la codificación.

Para obtener las localizaciones geográficas de estos lugares (eventos y estación) se utilizaron las estructuras de datos hdr.station y hdr.event, definidos en la primera función local, ya que estos almacenan dichos valores en las variables stla, stlo, evla y evlo (anexo B). También puede obtenerse el nombre de la estación de registro del código elaborado mediante el valor almacenado en la variable kstnm de la estructura hdr.station.

3.1.4. Obtención de la profundidad focal H y magnitud sísmica Mw

Los valores de profundidad focal y magnitud sísmica fueron obtenidos a partir de un catálogo del NEIC, el cual es brindado en forma libre por el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS). Los pasos seguidos para la descarga de estos datos fueron los siguientes:

1. Ingresar al mapa interactivo que ofrece el Servicio Geológico de U.S. en la página web https://www.usgs.gov/natural-hazards/earthquake-hazards/earthquakes, el cual se encuentra ubicado en la sección *Latest Earthquakes*.

2. Para configurar las características de búsqueda debe ingresarse a *Search Earthquake Catalog* que se encuentra en una de las opciones ubicadas en la parte superior derecha.

3. En la nueva página web puede configurarse diversos parámetros de descarga para los eventos sísmicos. Estos son los valores de magnitud, fecha y hora, región geográfica y el catálogo del cual se desea obtener información (ubicado en opciones avanzadas). En este caso se hizo una búsqueda de los sismos de magnitud mayor o igual a 4.5 Mw ocurridos entre los años 2011 y 2021 en Perú y sus zonas fronterizas (sección 1.4), escogiendo el catálogo *US - National Earthquake Information Center, PDE*.

4. El catálogo fue descargado en formato CSV. La información que puede encontrarse sobre los eventos sísmicos están referidos a su fecha y hora de ocurrencia, datos de localización geográfica (epicentro), profundidad focal, magnitud sísmica, entre otros.

3.1.5. Resolución de la ecuación empírica de magnitud M

Teniendo, por cada sismo, los datos del contenido energético de la señal E, distancia epicentral D, profundidad focal H y magnitud sísmica M_W, se procede a resolver el sistema de ecuaciones definido por 3.9, 3.10, 3.11 y 3.12. Los datos $\log E$, $\log D$, $\log H$ y M_W fueron almacenados en un archivo .xlsx en forma de columnas y fueron importados mediante el software MATLAB.

El código realizado (código 2) para el cálculo de los parámetros a, b, c y d es descrito en la subsección B.2.2 del anexo B.

Después del cálculo de estos parámetros, se prosigue a calcular la magnitud sísmica de cada evento mediante la ecuación 3.1. El resultado final de estos valores de magnitud es almacenado en un arreglo columna de 147 elementos. El código elaborado que realiza lo descrito anteriormente es mostrado a continuación.

Código 3

```
clear, clc
a = 0.4310; % Coeficiente a
b = 1.5226; % Coeficiente b
c = 0.0861; % Coeficiente c
d = -4.2997; % Coeficiente d
Valores = xlsread('ExcelSismos.xlsx','I7:K153');
Energia = Valores(:,1); %Log(E)
Dist_Ep = Valores(:,2); %Log(D)
Dist_Hip = Valores(:,3); %Log(H)
%Ecuación de la Magnitud sísmica propuesta
%Energia = log10(E); Dist_Ep = log10(D); Dist_Hip = log10(H)
M = a*Energia + b*Dist_Ep + c*Dist_Hip + d;
disp('Los valores de magnitud son')
M
```

3.1.6. Comparación de resultados: Desviación estándar

Para analizar las diferencias ϵ_i que existen entre los valores de magnitud utilizados (NEIC) y los obtenidos por el modelo se calculó la desviación estándar. Este parámetro permite examinar el grado de dispersión de los datos respecto al valor promedio.

La definición matemática de la desviación estándar (muestral) S es:

$$S = \sqrt{\frac{1}{N-1}\sum_{i=1}^{N}(A_i - \mu)^2} \qquad , \qquad \mu = \frac{\sum_{i=1}^{N} A_i}{N} \tag{3.14}$$

donde A_i es el conjunto de datos y μ es la media de dichos valores.

Se utilizó esta definición pues solo se consideró un grupo de sismos (Mw $\geq$ 4.8 según NEIC) de la gran variedad de eventos sísmicos ocurridos entre el 2011-2021 que han tenido magnitudes menores (4.8 $<$ Mw). El código realizado para calcular su valor es presentado a continuación.

Código 4

```
clear,clc
%Estimación de la desviación estandar
Magnitud_NEIC = xlsread('ExcelSismos.xlsx','L7:L153');
Magnitud_Modelo = xlsread('ExcelSismos.xlsx','N7:N153');
%Diferencias de magnitud
Diff = Magnitud_NEIC(:) - Magnitud_Modelo(:);
%Desviación estándar: std(X)
Desv_Est = std(Diff);
fprintf('La desviación estándar es %4.4f\n', Desv_Est)
```

Capítulo 4

Resultados

4.1. Resultados teóricos

En este capítulo se muestran los resultados obtenidos para los parámetros $\log(E)$, $\log(D)$ y $\log(H)$. Además, se muestran los valores encontrados para (a, b, c, d) y las magnitudes sísmicas M obtenidas a partir del modelo estadístico descrito en la sección 3.1.

4.1.1. Contenido energético E y distancia epicentral D

En la tabla 4.1 se muestran los valores de $\log(E)$ y $\log(D)$ redondeados hasta la diezmilésima que fueron obtenidos para los 147 sismos, enumerados en forma creciente para su fácil identificación. Estos resultados fueron encontrados aplicando el código B.2.1 descrito en el anexo B.

TABLA 4.1: Valores de $\log(E)$ y $\log(D)$ estimados en este trabajo para los 147 sismos que ocurrieron dentro del periodo 2011 - 2021.

N° sismo	log(E)	log(D)	N° sismo	log(E)	log(D)	N° sismo	log(E)	log(D)
1	11.7134	2.7297	50	14.1203	2.5326	99	13.717	2.4509
2	12.4482	2.6171	51	11.8497	2.7649	100	13.098	2.45
3	15.9542	2.7382	52	15.3063	1.9118	101	11.5171	2.6766
4	13.5906	2.4883	53	12.5487	2.6348	102	12.5253	2.4173
5	12.9709	2.3238	54	11.8407	2.7199	103	12.6411	2.6923
6	13.1175	2.4524	55	11.2641	2.9506	104	12.0601	2.7739
7	11.751	2.6592	56	12.1789	2.4709	105	12.9626	2.4448
8	12.485	2.5053	57	14.1503	2.3108	106	15.2785	2.8227
9	15.3622	2.4453	58	12.3649	2.4746	107	12.3557	2.7269

N° sismo	log(E)	log(D)	N° sismo	log(E)	log(D)	N° sismo	log(E)	log(D)
10	11.8579	2.9387	59	12.9324	2.7222	108	11.7259	2.8645
11	11.773	2.8213	60	10.9836	3.0572	109	12.3068	2.6321
12	14.252	2.386	61	12.7075	2.4532	110	12.3296	2.5301
13	11.6776	2.688	62	13.7713	2.7239	111	14.4652	2.8553
14	13.8138	2.8078	63	11.3207	2.829	112	12.2672	2.6192
15	14.2394	2.4861	64	12.9439	2.5464	113	11.8919	2.9848
16	12.7892	2.61	65	12.2414	2.5051	114	12.5041	2.5483
17	12.1066	2.6051	66	12.7563	2.6274	115	14.0826	2.5119
18	12.0346	2.7317	67	11.3538	2.6015	116	12.1058	2.7933
19	14.0569	2.6841	68	11.3655	2.6905	117	13.8878	2.4377
20	12.9557	2.4537	69	13.1275	2.7838	118	11.9526	2.7427
21	12.3792	2.8278	70	11.6549	2.7409	119	16.1696	3.0369
22	11.9327	2.8347	71	12.1022	2.645	120	13.6097	2.5464
23	13.9233	2.5907	72	11.8948	2.7252	121	13.621	2.6642
24	12.9244	2.9166	73	13.9656	2.1163	122	13.7981	2.3423
25	13.0694	2.5669	74	12.5537	2.8206	123	10.9799	3.0447
26	13.1661	2.3208	75	11.3556	2.8196	124	11.3548	2.7146
27	12.4763	2.5754	76	12.5741	2.5252	125	10.8665	2.893
28	12.5791	2.7569	77	11.5466	2.6581	126	13.7076	2.3136
29	11.6203	2.8312	78	13.9305	2.8734	127	14.193	2.4197
30	12.9806	2.7187	79	12.9494	2.8978	128	11.0471	2.9081
31	11.9514	2.9754	80	13.5304	2.2169	129	11.9165	2.6998
32	12.5456	2.7112	81	13.2526	2.5756	130	12.4999	2.7432
33	12.5477	2.5299	82	12.6019	2.6684	131	12.1887	2.6697
34	12.7004	2.5408	83	12.4471	2.6389	132	12.4229	2.844
35	13.4654	2.836	84	12.9019	2.6692	133	12.6391	2.3266
36	11.4673	2.8273	85	12.3085	2.6596	134	12.0006	2.7229
37	15.2153	2.0082	86	13.3944	2.7271	135	11.2565	2.6892
38	12.251	2.7179	87	14.2677	2.7799	136	10.973	2.8234
39	11.8739	3.0037	88	11.4211	2.7138	137	11.4661	2.731
40	14.7253	2.4436	89	12.832	2.7785	138	12.7388	2.6824
41	13.6143	2.9211	90	14.3959	2.4547	139	13.2256	2.5436
42	11.545	2.6997	91	13.7477	2.3592	140	13.7968	2.4336
43	12.0293	2.8222	92	11.3267	2.8825	141	13.5794	2.7205
44	11.9527	2.5805	93	11.2264	3.0606	142	12.8862	2.552
45	15.6868	2.6696	94	13.2449	3.0253	143	11.2427	2.8634
46	12.9642	2.7861	95	12.1744	2.672	144	10.5532	2.9633

N° sismo	log(E)	log(D)	N° sismo	log(E)	log(D)	N° sismo	log(E)	log(D)
47	13.1612	2.5994	96	14.0568	2.4335	145	12.1783	2.5852
48	12.3944	2.7179	97	10.8933	2.657	146	12.4597	2.5505
49	11.9651	2.4527	98	11.6525	3.0218	147	16.1023	1.9116

4.1.2. Profundidad focal H y magnitud sísmica M_W

Los datos de profundidad focal y magnitud de los 147 sismos fueron obtenidos de un catálogo del NEIC (tabla A.1). Mediante los valores de profundidad focal se calculó $\log H$, el cual fue almacenado junto a M_W en un archivo *.xlsx. Esta parte del procedimiento fue realizado directamente con la función matemática log10(**número**) que proporciona Excel.

Los valores de magnitud M_W y del parámetro $\log H$ son mostrados en la tabla 4.2, donde estos últimos fueron redondeados hasta la diezmilésima para una mejor visualización.

Tabla 4.2: Valores de magnitud M_W y $\log H$ obtenidos de un catálogo del NEIC para los 147 sismos analizados que ocurrieron dentro del periodo 2011 y 2021.

N° sismo	log(H)	Mw	N° sismo	log(H)	Mw	N° sismo	log(H)	Mw
1	2.1492	5.0	50	2.0969	5.7	99	1.2271	5.7
2	1.985	5.0	51	1.8059	5.1	100	1.9076	5.3
3	2.1673	7.0	52	1.6524	5.4	101	1.4923	5.0
4	1	5.6	53	2.1392	5.1	102	2.0561	5.0
5	1.7076	5.1	54	1.6128	4.9	103	1.5315	5.5
6	1.5441	5.2	55	2.0631	5.1	104	1	5.4
7	1.8745	5.1	56	1.7262	5.0	105	1.5524	5.1
8	1.692	5.0	57	1.6812	5.3	106	2.7993	7.1
9	1.6335	6.4	58	1	4.9	107	2.1451	5.1
10	1.8055	5.4	59	1.3424	5.6	108	2.1124	5.4
11	2.0461	5.4	60	1.9494	5.4	109	1.7257	5.2
12	1.7356	5.6	61	1.7056	4.8	110	1	5.0
13	1.7007	4.9	62	1.4472	5.8	111	2.7562	6.8
14	2.0414	6.1	63	1.5649	4.9	112	1.7603	5.2
15	1.5988	5.7	64	1.4314	5.0	113	2.0128	5.7
16	1.1553	5.4	65	1	4.9	114	1.8556	5.1
17	1.549	4.9	66	2.1004	5.2	115	1.7818	5.7
18	1.9484	5.1	67	2.0703	5	116	2.0488	5.5
19	2.1602	6.1	68	2.0045	4.8	117	1	5.5
20	1.3874	4.9	69	1.4624	5.7	118	1.8874	5.2

N° sismo	log(H)	Mw	N° sismo	log(H)	Mw	N° sismo	log(H)	Mw
21	1.3892	5.4	70	1.6602	5.0	119	2.1614	7.5
22	2.1389	5.4	71	2.1193	5.0	120	1.4624	5.5
23	2.1106	6.0	72	1.5721	5.1	121	1.1858	5.7
24	2.073	5.6	73	1.8775	5.2	122	1.9529	5.2
25	1.5441	5.4	74	1.301	5.5	123	1.9278	5.0
26	2.012	5.1	75	1.61	5.0	124	1.9031	5.0
27	1.7185	5.1	76	1.5045	5.1	125	2.3071	5.1
28	2.0212	5.5	77	2.135	5.2	126	1.5444	5.2
29	2.0128	5.2	78	1.0792	6.2	127	1.5567	5.4
30	1.9638	5.8	79	2.0253	5.9	128	1.624	5.0
31	2.1844	5.3	80	1.5788	5.1	129	1.5441	5.1
32	2.1818	5.2	81	1.7004	5.3	130	1.4506	5.3
33	1.6721	4.9	82	2.1898	5.3	131	1.8438	5.2
34	2.1183	5.4	83	1	5.2	132	1.3583	5.3
35	0.8451	6.0	84	1	5.4	133	1.8644	5.0
36	2.1157	5.0	85	2.0363	5.2	134	1.5051	5.1
37	1.8841	5.5	86	1.9868	5.7	135	1.7513	5.0
38	1.791	5.2	87	1.6403	6.4	136	1.9011	5.1
39	1.0414	5.3	88	1.3137	5.1	137	1.1824	5.0
40	1.7562	5.9	89	1.6128	5.6	138	1.6532	5.3
41	1.4624	6.3	90	1.5051	5.8	139	1.3424	5.6
42	1.9074	5.1	91	1.9017	5.1	140	1.5563	5.5
43	1.803	5.3	92	2.026	5.3	141	1.5911	5.7
44	1.1917	4.9	93	2.1396	5.2	142	1.1202	5.1
45	2.0043	6.8	94	1.9294	6.3	143	1.3164	5.1
46	1.7924	5.5	95	1.9252	5.0	144	1.9997	5.2
47	1.7758	5.2	96	2.0047	5.4	145	1	5.0
48	1.9777	5.4	97	2.2014	4.9	146	2.0604	5.1
49	0.8293	4.8	98	1.5441	5.5	147	1.6913	5.9

4.1.3. Estimación de los parámetros a, b, c y d

Los parámetros buscados de la ecuación 3.1 fueron encontrados mediante la aplicación del código B.2.2, el cual emplea los valores de $\log(E)$, $\log(D)$, $\log(H)$ y M_W para resolver el sistema de ecuaciones 3.9 - 3.12.

Este código inicia con la importación de datos del archivo *.xlsx referentes a las variables $\log(E)$, $\log(D)$, $\log(H)$ y M_W, los cuales fueron almacenados en MATLAB como (x, y, z, f) para encontrar la matriz de coeficientes A y la matriz de términos independientes B:

$$\underbrace{\begin{bmatrix} \sum_{i=1}^{n} x_i f_i \\ \sum_{i=1}^{n} y_i f_i \\ \sum_{i=1}^{n} z_i f_i \\ \sum_{i=1}^{n} f_i \end{bmatrix}}_{Términos\ independientes\ B} = \underbrace{\begin{bmatrix} \sum_{i=1}^{n} x_i^2 & \sum_{i=1}^{n} x_i y_i & \sum_{i=1}^{n} x_i z_i & \sum_{i=1}^{n} x_i \\ \sum_{i=1}^{n} x_i y_i & \sum_{i=1}^{n} y_i^2 & \sum_{i=1}^{n} y_i z_i & \sum_{i=1}^{n} y_i \\ \sum_{i=1}^{n} x_i z_i & \sum_{i=1}^{n} y_i z_i & \sum_{i=1}^{n} z_i^2 & \sum_{i=1}^{n} z_i \\ \sum_{i=1}^{n} x_i & \sum_{i=1}^{n} y_i & \sum_{i=1}^{n} z_i & n \end{bmatrix}}_{Matriz\ de\ coeficientes\ A} \underbrace{\begin{bmatrix} X_1 \\ X_2 \\ X_3 \\ X_4 \end{bmatrix}}_{X}$$

La ecuación anterior es resuelta utilizando la matriz inversa de A:

$$X = A^{-1}B \tag{4.1}$$

donde los elementos de la matriz solución X son los cuatro parámetros buscados. La inversa de la matriz A es encontrada utilizando la función inv(**A**) del software MATLAB.

Los valores obtenidos para la matriz X son:

$$\begin{bmatrix} X_1 \\ X_2 \\ X_3 \\ X_4 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0.4310 \\ 1.5226 \\ 0.0861 \\ \text{-4.2997} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} a \\ b \\ c \\ d \end{bmatrix}$$

estableciéndose así una ecuación que podría utilizarse para calcular la magnitud de eventos sísmicos de interés:

$$M = 0.431\log(E) + 1.5226\log(D) + 0.0861\log(H) - 4.2997 \tag{4.2}$$

siempre que sean registrados por el sismógrafo de VBB triaxial *Streckeisen STS-1 con Metrozet E300* ubicado en Ñaña. Es importante resaltar que la validez de los coeficientes encontrados es para cualquier evento sísmico de cualquier profundidad focal que haya presentado una magnitud mayor o igual a 4.8 y una distancia evento-estación menor a 10.5°.

Para una correcta aplicación de este método es necesario utilizar un registro completo del movimiento que no necesite un filtro de corte a la señal, el cual puede obtenerse a partir de los sismógrafos de banda ancha (o VBB). Este no es el caso de instrumentos de periodo corto, donde se aplican filtros que eliminan las componentes frecuenciales de periodo largo (generados por eventos sísmicos grandes) y se corta la señal del evento antes de que termine, obteniendo como resultado valores subestimados de la magnitud sísmica (Jiménez, 2010).

4.1.4. Magnitudes obtenidas a partir del modelo estadístico

Los valores de magnitud de los 147 sismos son estimados mediante la ecuación 4.2, el cual utiliza los valores de $\log(E)$, $\log(D)$ y $\log(H)$ calculados previamente. Esto fue realizado mediante la aplicación del código descrito en 3.1.5, el cual permite calcular los valores de magnitud para sismos de los cuales se tiene información: el contenido energético de la señal, la distancia epicentral (NNA - epicentro) y la profundidad focal del sismo.

En la tabla 4.3 se muestran los resultados de magnitud encontrados que han sido redondeados a la décima para una mejor visualización. Los resultados reales obtenidos hasta las diezmilésimas y otros valores importantes relacionados pueden encontrarse en la tabla A.2 del anexo A.

TABLA 4.3: Valores de magnitud M obtenidos a partir de la ecuación de magnitud propuesta para los 147 sismos analizados. Periodo de estudio: 2011 - 2021.

N° sismo	Magnitud M	N° sismo	Magnitud M	N° sismo	Magnitud M
1	5.1	50	5.8	99	5.4
2	5.2	51	5.2	100	5.2
3	6.9	52	5.4	101	4.9
4	5.4	53	5.3	102	5.0
5	5.0	54	5.1	103	5.4
6	5.2	55	5.2	104	5.2
7	5.0	56	4.9	105	5.1
8	5.0	57	5.5	106	6.8
9	6.2	58	4.9	107	5.4
10	5.4	59	5.5	108	5.3
11	5.2	60	5.3	109	5.2
12	5.6	61	5.1	110	5.0
13	5.0	62	5.9	111	6.5
14	6.1	63	5.0	112	5.1
15	5.8	64	5.3	113	5.5
16	5.3	65	4.9	114	5.1
17	5.0	66	5.4	115	5.7
18	5.2	67	4.7	116	5.3
19	6.0	68	4.9	117	5.5
20	5.1	69	5.7	118	5.2
21	5.5	70	5.0	119	7.5
22	5.3	71	5.1	120	5.6
23	5.8	72	5.1	121	5.7

N° sismo	Magnitud M	N° sismo	Magnitud M	N° sismo	Magnitud M
24	5.9	73	5.1	122	5.4
25	5.4	74	5.5	123	5.2
26	5.1	75	5.0	124	4.9
27	5.1	76	5.1	125	5.0
28	5.5	77	4.9	126	5.3
29	5.2	78	6.2	127	5.6
30	5.6	79	5.9	128	5.0
31	5.6	80	5.0	129	5.1
32	5.4	81	5.5	130	5.4
33	5.1	82	5.4	131	5.2
34	5.2	83	5.2	132	5.5
35	5.9	84	5.4	133	4.9
36	5.1	85	5.2	134	5.1
37	5.5	86	5.8	135	4.8
38	5.3	87	6.2	136	4.9
39	5.5	88	4.9	137	4.9
40	5.9	89	5.6	138	5.4
41	6.1	90	5.8	139	5.4
42	5.0	91	5.4	140	5.5
43	5.3	92	5.1	141	5.8
44	4.9	93	5.4	142	5.2
45	6.7	94	6.2	143	5.0
46	5.7	95	5.2	144	4.9
47	5.5	96	5.6	145	5.0
48	5.4	97	4.6	146	5.1
49	4.7	98	5.5	147	5.7

4.2. Resultados gráficos

Habiendo calculado los valores de magnitud M mediante el modelo, se realizó una comparación de estos con las magnitudes M_W del NEIC utilizando un proceso de diferenciación:

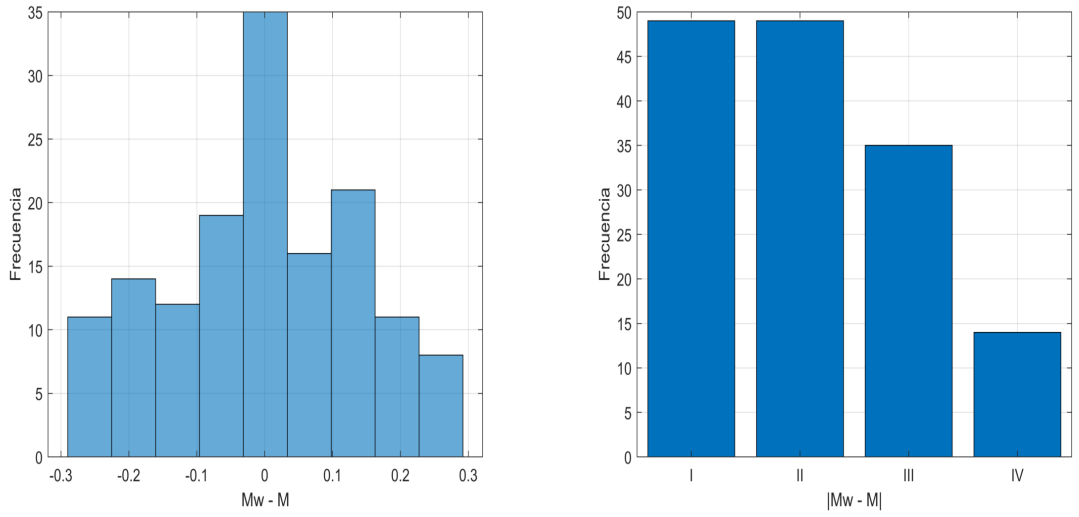
$$\epsilon_i = f_i - \hat{f}_i = M_W - M \ , \qquad i = 1, \ldots, 147 \tag{4.3}$$

Los resultados de este proceso son mostrados en la tabla A.2 del anexo A. Un histograma fue realizado para observar la distribución de los valores encontrados, tomando en cuenta un ancho de clase de 0.0647 aproximadamente (fig. 4.1(a)).

A partir de las diferencias |Mw - M| obtenidas que han sido aproximadas hasta la décima puede encontrarse cuántos de éstos presentan un valor de 0 **(49)**, 0.1 **(49)**, 0.2 **(35)** y 0.3 **(14)** (fig. 4.1(b)), permitiendo así tener una visión general de los resultados. En porcentaje, estos valores representan aproximadamente:

- Caso I: El $33.\widehat{3}\,\%$ cuando existe una diferencia igual a 0.
- Caso II: El $33.\widehat{3}\,\%$ cuando existe una diferencia igual a 0.1.
- Caso III: El $23.81\,\%$ cuando existe una diferencia de 0.2.
- Caso IV: El $9.52\,\%$ cuando existe una diferencia de 0.3.

Mediante estos resultados puede concluirse que las magnitudes comparadas son muy cercanas, donde las diferencias |Mw - M| descritas anteriormente que tienen un valor máximo de 0.2 representan el $90.47\,\%$ del total.



(a) Histograma de las diferencias Mw - M

(b) Gráfico de barras de los valores |Mw - M| redondeados a la décima

FIGURA 4.1: **(a)** Histograma y **(b)** Gráfico de barras de las diferencias Mw - M encontradas.

También se realizó una gráfica comparativa entre las magnitudes Mw y M para visualizar que tan dispersos se encuentran sus valores respecto al caso ideal. Puede observarse que están muy cerca de la recta M = Mw, pudiendo concluir que el modelo propuesto genera valores de magnitud aceptables (fig. 4.2). Del gráfico también puede observarse que la mayor parte de los sismos analizados tuvieron una magnitud de momento Mw menor a 6.0.

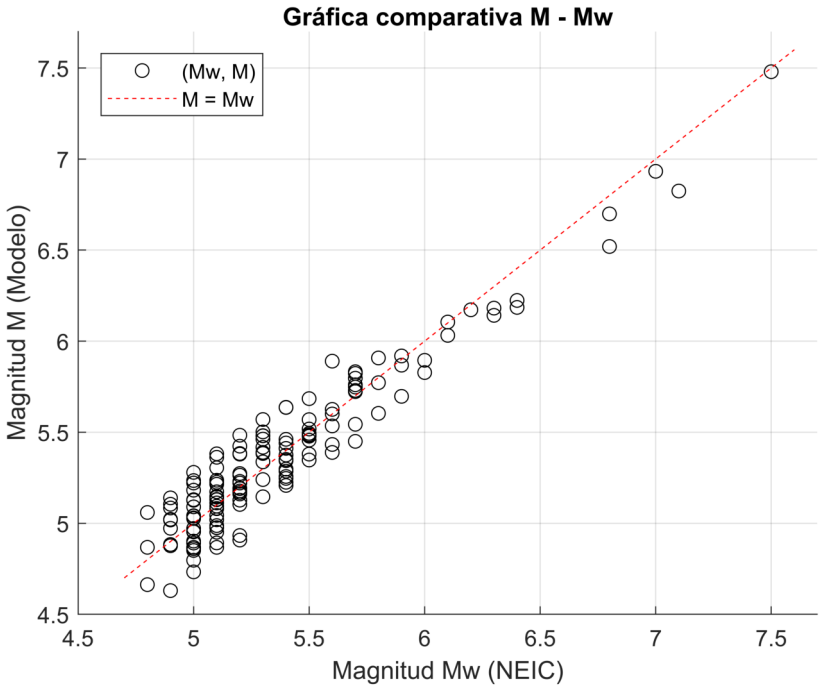


FIGURA 4.2: Gráfica comparativa entre M y Mw para visualizar el grado de dispersión de estos valores respecto al caso ideal (M = Mw).

También se encontró la desviación estándar S y la media μ para medir el grado de dispersión de los resultados respecto al valor promedio. Los valores encontrados para estos parámetros fueron:

$$S = 0.1423 \quad , \quad \mu = -0.00038 \tag{4.4}$$

El valor de la desviación estándar permite concluir que las diferencias de magnitud obtenidas no están muy alejadas del valor promedio ($\mu \approx 0$), encontrándose además dentro de diferencias de magnitud aceptables ($0.1 < S < 0.2$).

4.3. Discusión de resultados

La metodología del presente trabajo también fue aplicada anteriormente por Jiménez (2010), pero este último es diferente porque utilizó registros sísmicos obtenidos mediante un protocolo AutoDRM y valores de distancia epicentral D estimados a partir de la ecuación 4.5, además de haber analizado una menor cantidad de eventos sísmicos (27) ocurridos dentro de un periodo de tiempo más corto (2008 - 2010). Estas diferencias, las cuales están relacionadas a la adquisición de registros sísmicos, datos de profundidad focal y distancia epicentral, son explicadas con mayor detalle a continuación.

En el artículo de Jiménez (2010) se obtuvieron los registros sísmicos mediante el protocolo de adquisición AutoDRM (Automatic Data Request Manager) que fue desarrollado por el

Servicio Sismológico Suizo (SED). Este protocolo se define como un sistema automatizado de adquisición de datos basado en las especificaciones del IMS1.0. En términos generales, el sistema de adquisición AutoDRM se basa en buscar solicitudes de datos entrantes en forma de correos electrónicos, extraer la información requerida y enviar los resultados al usuario. A partir de estos registros, el autor obtuvo la energía sísmica de las señales.

Los valores de distancia epicentral fueron obtenidos a partir de los tiempos de llegada de las ondas P y S observados en los registros de cada evento sísmico. Estos valores fueron obtenidos mediante el uso de una herramienta de MATLAB denominada *ginput* y utilizados en la ecuación:

$$D = 8.0 * (t_s - t_p) \tag{4.5}$$

para encontrar los valores de distancia epicentral D. Según Lay y Wallace (1995), la ecuación 4.5 es válida para eventos sísmicos ocurridos en la corteza a distancias locales.

Finalmente, los valores de profundidad focal H fueron adquiridos de un catálogo sísmico del IGP. En ese artículo no se observó una diferencia entre los procesos de adquisición de datos de magnitud Mw ya que también se utilizó un catálogo del NEIC para obtenerlos.

Basándome en las diferencias de magnitud Mw - M, se puede concluir que los resultados encontrados por Jiménez fueron similares a los obtenidos en el presente trabajo de Licenciatura. Esto se observa en la diferencia máxima de magnitud encontrada por el modelo estadístico, el cual tuvo un valor de 0.3 en ambos casos. En el artículo publicado por dicho autor, esa diferencia de magnitud se obtuvo para otro evento sísmico ocurrido el 27 de febrero del 2010 en Chile.

Los valores de magnitud encontrados también pueden ser comparados con los obtenidos mediante el método *Análisis Espectral*. En términos generales, este método utiliza el nivel de frecuencia más bajo observado en un *espectro* de amplitud (o desplazamiento) de campo lejano de las ondas P o S registrados. Esto se debe a que el espectro de amplitud es plano a bajas frecuencias y, por lo tanto, se puede definir un nivel de frecuencia Ω_0. Mayor información de este método puede encontrarse en Anchivilca (2021).

A continuación se comparan los valores de magnitud de tres sismos estimados mediante el método estadístico con los obtenidos por Luna (2020) utilizando análisis espectral. Además, también se mencionan los valores de magnitud establecidos por NEIC. Los eventos sísmicos que participan en esta comparación son mostrados en la figura 4.3.

El primer evento sísmico ocurrió a 93 km al NO de la ciudad de Pucallpa (Ucayali) el 24 de agosto de 2011 a las 17:46:11.650 UTC. El valor de magnitud encontrado por Luna (2020) mediante análisis espectral fue de 7.10 Mw, mientras que la magnitud obtenida a partir del método estadístico propuesto fue de 6.93 (6.9 Mw). El último valor de magnitud se diferencia del registrado por NEIC por un valor de 0.1 (7.0 según NEIC). Un resultado similar puede

encontrarse en Tavera y Colb. (2011), los cuales también obtuvieron una magnitud de 7.0 Mw mediante análisis espectral.

El segundo evento sísmico ocurrió cerca de la frontera de Perú con Brasil (Madre de Dios) el 24 de agosto de 2018 a las 09:04:08.250 UTC. El valor de magnitud encontrado por Luna (2020) mediante análisis espectral fue de 7.18 Mw (7.2 Mw), mientras que la magnitud obtenida a partir del método estadístico propuesto fue de 6.82 Mw (6.8 Mw). El último valor de magnitud se diferencia del registrado por NEIC por un valor de 0.3 (7.1 Mw según NEIC).

El tercer evento sísmico ocurrió cerca de la frontera de Perú con Ecuador el 22 de febrero de 2019 a las 10:17:23.770 UTC. El valor de magnitud encontrado por Luna (2020) mediante análisis espectral fue de 7.47 Mw (7.5 Mw), mientras que la magnitud obtenida a partir del método estadístico propuesto fue de 7.48 Mw (7.5 Mw). En este caso, el último valor de magnitud no se diferencia del registrado por NEIC (7.5 Mw según NEIC).

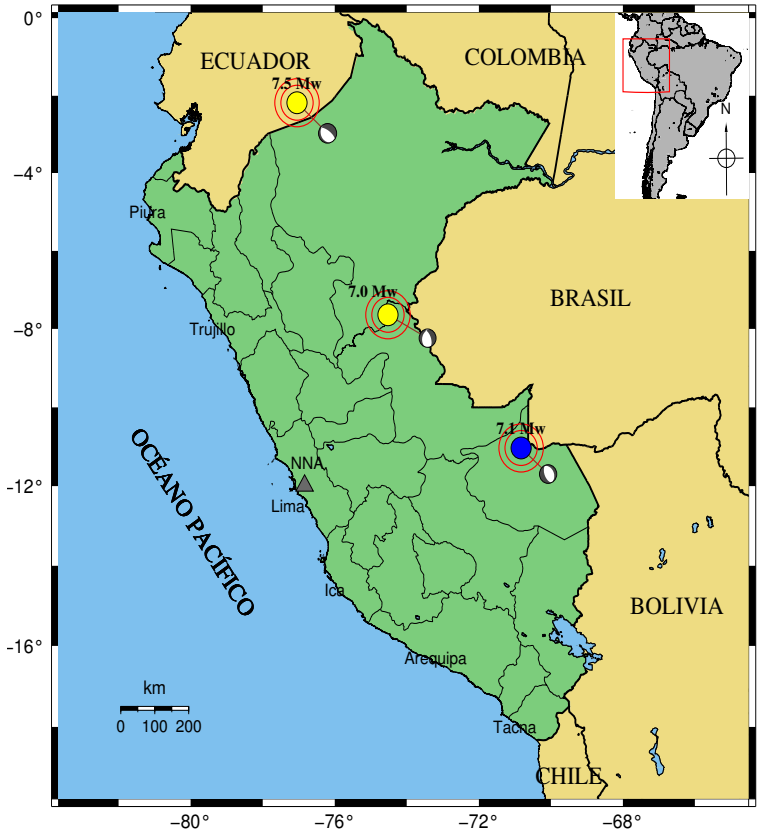


FIGURA 4.3: Representación gráfica de los eventos sísmicos y sus respectivas magnitudes (NEIC) que fueron discutidos en la presente sección. Los círculos de color amarillo y azul representan sismos de foco intermedio y profundo respectivamente. También se graficaron los mecanismos focales de cada evento sísmico. Elaboración propia.

El sismo de foco profundo descrito anteriormente tuvo una diferencia de 0.3 respecto al obtenido por NEIC. Esto pudo deberse a la poca cantidad de eventos sísmicos con foco profundo analizados (02) respecto al número total de sismos estudiados (147), no debiéndose

al valor de profundidad en sí porque el evento de foco profundo analizado por Jiménez (2010) que ocurrió el 13 de noviembre del 2009 tuvo una diferencia de 0.1 entre su magnitud estimada y la registrada por NEIC.

Capítulo 5

Conclusiones

5.1. Conclusiones

1. Se analizaron eventos sísmicos que no han ocurrido al mismo tiempo (o muy cercanos, debiendo presentar más de 10 minutos de diferencia entre sus tiempos origen) por la contribución de movimiento que se produciría en los registros, y los que generaron señales en un sismógrafo de VBB que podrían considerarse no afectadas por problemas de saturación. La saturación de la señal generalmente se presenta para sismos de gran magnitud que ocurrieron muy cerca de la estación de registro, y genera como resultado valores de magnitud subestimados.

2. Para algunos eventos sísmicos se obtuvieron registros que tenían un mayor periodo de duración respecto al comúnmente utilizado (hasta 5 minutos después de la fase S). Esto podría deberse a la distancia de separación que hay entre el evento sísmico y la estación de Ñaña, pues las ondas P, S y de superficie se separan cada vez más mientras viajan por el medio debido a que presentan diferentes velocidades de propagación.

3. Se estableció una ecuación empírica que permite calcular la magnitud de cualquier evento sísmico que haya presentado una magnitud mayor o igual a 4.8 Mw y una distancia epicentro-estación menor a 10.5°. Esta ecuación fue obtenida a partir de un modelo estadístico denominado Modelo de regresión lineal múltiple (3.1), donde se propone una dependencia lineal de la magnitud M con el logaritmo decimal del contenido de la energético de la señal E, la distancia epicentral D y la profundidad del foco H.

4. El parámetro E no presenta necesariamente una relación con la energía física del movimiento, siendo utilizada solamente con el objetivo de cuantificar la señal sísmica registrada. A este parámetro se le denominó contenido energético de la señal, y es calculado a partir de las tres componentes de movimiento del suelo.

5. El contenido energético de la señal sísmica no varía necesariamente de forma inversa con la distancia epicentral y la profundidad focal del sismo. Esto puede verse comparando los eventos sísmicos 3 y 45, donde se observa que el evento 3 generó un mayor movimiento del suelo respecto al evento 45 a pesar de que se encuentra más alejado de la estación y a una mayor profundidad ($E_3 > E_{45}$).

6. La ecuación 4.2 queda completamente definida con los parámetros a, b, c y d encontrados, las cuales presentan valores de 0.431, 1.5226, 0.0861 y -4.2997 respectivamente. Es importante tomar en cuenta que la ecuación mencionada solo es válida para el sismógrafo de VBB Streckeisen STS-1 con Metrozet E300, teniendo que encontrarse nuevamente el valor de cada parámetro si desea aplicarse a otro sismógrafo. Es necesario que las señales registradas por el instrumento a utilizar no necesiten un filtro de corte a la señal, como es el caso de los sismógrafos de periodo corto, pues este proceso generaría valores de magnitud subestimados.

7. Se obtuvo como resultado valores de magnitud sísmica comparables con la magnitud de momento M_W, observándose una diferencia máxima |Mw - M| aproximada a la décima de 0.3. En específico, se encontraron diferencias de 0, 0.1, 0.2 y 0.3 para 49, 49, 35 y 14 eventos sísmicos respectivamente, dando un porcentaje aproximado de 90.47 % para los resultados que tuvieron una diferencia máxima de 0.2.

8. A partir del valor de la desviación estándar S se puede concluir que las diferencias de magnitud obtenidos no se encuentran muy alejados del valor promedio, encontrándose además dentro de un rango de valores aceptable ($0.1<S<0.2$).

9. Una característica importante de este método es que no necesita aplicar una deconvolución a la señal para remover el efecto del instrumento, ya que opera con los datos registrados en forma estadística.

5.2. Recomendaciones

Sería adecuado analizar eventos sísmicos que tuvieron una magnitud menor a 4.8 Mw (NEIC) si se dispone de sus registros en un sismógrafo de banda ancha (o VBB) triaxial, pues esto permitiría una estimación más completa de los coeficientes. Este trabajo no pudo realizarse de esa manera porque no se tiene a disposición un sismógrafo de ese tipo; debido a ello, se trabajó con los eventos sísmicos registrados por un sismógrafo (estación NNA) ubicado en el departamento de Lima, Perú que pertenece a la Red Sismográfica Mundial (GSN), ya que este último brinda las señales de forma libre y gratuita mediante la plataforma IRIS Wilber 3.

5.3. Trabajo futuro

El presente trabajo de Licenciatura describe una metodología que permite estimar la magnitud de cualquier evento sísmico detectado por un sismógrafo de banda ancha triaxial. La importancia de este parámetro puede notarse en los sismos de gran tamaño que ocurrieron en Perú y países fronterizos (algunos ejemplos pueden verse en 1.1), pues tienen gran relación con el nivel de pérdidas económicas y/o humanas que pueden producir en zonas cercanas al epicentro. En ciertas ocasiones, los eventos sísmicos generan deslizamientos de tierra, deformaciones en superficie (también dan evidencia de la actividad de una falla), entre otros; por ello surge la necesidad de estudiar estos efectos mediante la información obtenida por instrumentos como los radares.

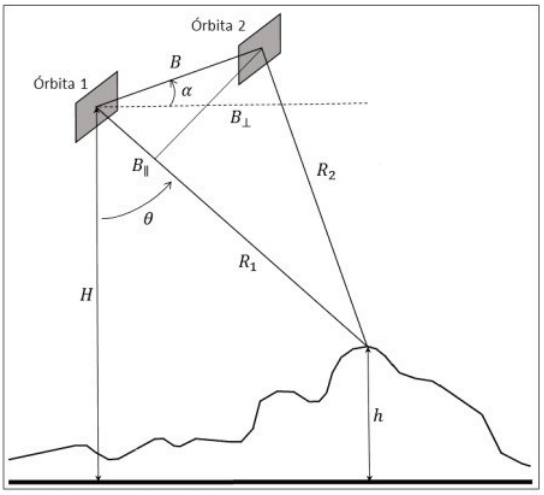


FIGURA 5.1: Geometría de adquisición InSAR por paso repetido. Recuperado de Garcia (2021).

Los eventos sísmicos y la precipitación son factores importantes porque pueden dar paso a la ocurrencia de deslizamientos de tierra, propiciados por otros factores como la pendiente y litología del lugar. Una de las técnicas que permite monitorear deslizamientos de tierra es denominado *Interferometría Radar de Apertura Sintética* (InSAR), el cual se basa en combinar dos imágenes radar de la misma escena adquiridas desde lugares ligeramente diferentes para formar una imagen denominada interferograma (figura 5.1).

Un interferograma presenta valores de fase interferométrico ϕ_{int} que dependen de diversos factores tal y como puede verse en la siguiente ecuación:

$$\phi_{int} = \phi_{flat} + \phi_{topo} + \phi_{def} + \phi_{atm} + \phi_{ruido}$$

La fase ϕ_{flat} representa la contribución en fase generada por una "tierra plana", ϕ_{topo} es la contribución en fase generada por la topografía del lugar, ϕ_{def} representa la contribución en

fase de las deformaciones que pueden haberse producido en superficie y ϕ_{atm} es la contribución en fase debida a la atmósfera del lugar. Tal y como puede verse en la ecuación anterior, los valores de deformación pueden obtenerse si son eliminados o mitigados en gran parte los valores de fase distintos a ϕ_{def}.

El trabajo futuro de Maestría estará enfocado en el monitoreo de deslizamientos de tierra de dos localidades ubicadas en Huancavelica y Junín a partir de metodologías InSAR denominadas DInSAR (Interferometría Diferencial SAR) y SBAS-InSAR (Interferometría SAR mediante subconjuntos de líneas de base pequeñas). En términos generales, la diferencia que existe entre ambas técnicas radica en el grado de precisión de los resultados. A pesar de que DInSAR permite monitorear deformaciones en superficie hasta un nivel de precisión milimétrico, esta puede verse afectada por la pérdida de coherencia generada por diversos fenómenos tales como la decorrelación temporal y espacial, así como también por la presencia de artefactos atmosféricos. El método SBAS-InSAR es más preciso porque puede reducir los factores mencionados y permite obtener resultados más detallados mediante series de tiempo de deformación.

Los resultados obtenidos serán comparados con mediciones geodésicas GPS que serán proporcionados en el marco de un proyecto realizado por el *Instituto Geofísico del Perú* (IGP). En términos generales, la técnica geodésica GPS permite estimar la localización de un receptor GPS ubicado en superficie. A diferencia de las metodologías anteriores, el principio básico de esta técnica consiste en medir los tiempos de viaje de las señales enviadas desde diversos emisores (mínimo 4) con posiciones conocidas hasta un receptor localizado en superficie, para posteriormente estimar las distancias emisor-receptor respectivas. El proceso concluye mediante la intersección de tres esferas (método de trilateración) formadas a partir de las distancias emisor-receptor calculadas (figura 5.2) y la corrección realizada al reloj del receptor por tener una menor precisión respecto a los relojes que están a bordo de los emisores. Las herramientas GPS han ido mejorado con el tiempo de tal forma que es posible obtener actualmente mediciones con un precisión del orden de los milímetros.

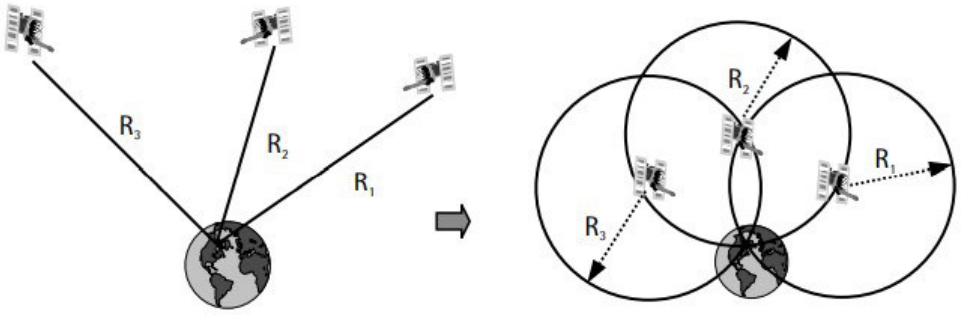


FIGURA 5.2: Representación gráfica del *Método de Trilateración*. Recuperado de El-Rabbany (2002).

Anexo A

Tablas

Tabla A.1: Eventos sísmicos analizados que ocurrieron dentro del periodo 2011 y 2021. Los datos fueron obtenidos de un catálogo del NEIC-USGS.

N° sismo	Fecha	Hora (UTC)	Lat.(°)	Lon.(°)	Profundidad (km)	Magnitud Mw
1	2011-06-04	13:37:42.000	-7.74	-74.63	141	5.0
2	2011-07-24	15:49:07.620	-14.797	-74.31	96.6	5.0
3	2011-08-24	17:46:11.650	-7.641	-74.525	147	7.0
4	2011-10-28	23:46:01.720	-14.512	-75.844	10	5.6
5	2011-11-26	06:59:58.300	-10.708	-78.192	51	5.1
6	2011-11-27	19:56:39.240	-14.333	-75.919	35	5.2
7	2011-11-30	03:23:02.170	-14.434	-73.36	74.9	5.1
8	2011-12-30	09:22:16.190	-14.419	-75.476	49.2	5.0
9	2012-01-30	05:11:00.950	-14.168	-75.635	43	6.4
10	2012-04-03	03:08:08.020	-5.18	-80.583	63.9	5.4
11	2012-04-21	11:36:05.370	-14.82	-71.481	111.2	5.4
12	2012-05-06	12:40:59.050	-13.82	-75.801	54.4	5.6
13	2012-05-15	01:50:42.940	-8.668	-79.759	50.2	4.9
14	2012-06-07	16:03:18.900	-15.877	-72.413	110	6.1
15	2012-07-02	23:31:37.910	-14.423	-75.598	39.7	5.7
16	2012-07-11	20:52:37.030	-15.276	-75.288	14.3	5.4
17	2012-07-11	21:41:53.190	-15.273	-75.27	35.4	4.9
18	2012-07-13	21:26:13.210	-15.232	-73.172	88.8	5.1
19	2012-08-02	09:38:30.850	-8.414	-74.259	144.6	6.1
20	2012-10-03	22:48:56.460	-14.294	-76.052	24.4	4.9

N° sismo	Fecha	Hora (UTC)	Lat.(°)	Lon.(°)	Profundidad (km)	Magnitud Mw
21	2012-10-25	20:49:35.760	-5.919	-76.074	24.5	5.4
22	2012-11-04	06:37:38.260	-15.874	-71.878	137.7	5.4
23	2012-11-10	14:57:50.740	-8.866	-75.071	129	6.0
24	2012-11-28	03:09:48.720	-4.522	-76.101	118.3	5.6
25	2013-03-30	17:30:47.180	-9.492	-79.054	35	5.4
26	2013-04-10	16:20:21.260	-10.751	-75.291	102.8	5.1
27	2013-05-05	13:18:58.300	-9.439	-79.094	52.3	5.1
28	2013-05-14	23:39:15.000	-15.69	-73.33	105	5.5
29	2013-05-21	13:27:49.350	-15.132	-71.351	103	5.2
30	2013-05-21	23:02:45.130	-13.787	-72.263	92	5.8
31	2013-05-25	01:04:27.090	-16.746	-69.54	152.9	5.3
32	2013-06-05	09:14:53.960	-8.095	-74.261	152	5.2
33	2013-06-30	16:39:13.940	-14.576	-75.292	47	4.9
34	2013-07-15	22:35:45.420	-9.866	-74.626	131.3	5.4
35	2013-07-17	02:37:43.180	-15.657	-71.74	7	6.0
36	2013-10-29	12:51:05.310	-15.4358	-71.7232	130.53	5.0
37	2013-11-25	20:06:55.620	-12.5993	-76.2025	76.57	5.5
38	2013-12-15	12:55:16.680	-7.2759	-76.7646	61.8	5.2
39	2014-01-26	05:10:27.220	-3.8506	-80.8578	11	5.3
40	2014-02-18	23:35:58.270	-14.1648	-75.5997	57.04	5.9
41	2014-03-15	23:51:32.970	-5.5745	-80.9709	29	6.3
42	2014-05-24	06:47:32.060	-15.3023	-73.8057	80.8	5.1
43	2014-06-10	04:03:24.620	-16.5799	-72.9518	63.54	5.3
44	2014-07-12	14:25:41.250	-15.1916	-75.6033	15.55	4.9
45	2014-08-24	23:21:45.520	-14.598	-73.5714	101	6.8
46	2014-08-25	14:31:37.280	-16.126	-73.1133	62	5.5
47	2014-09-01	22:55:21.810	-15.0078	-74.9045	59.67	5.2
48	2014-10-13	15:14:27.000	-15.25	-73.53	95	5.4
49	2014-10-18	17:24:01.070	-14.3957	-76.1446	6.75	4.8
50	2014-10-26	10:45:31.840	-10.5571	-74.0836	125	5.7
51	2014-10-30	22:37:15.990	-16.1509	-73.6349	63.96	5.1
52	2014-11-15	00:18:39.880	-12.6895	-76.7346	44.92	5.4
53	2014-11-22	08:43:53.500	-8.7648	-74.6034	137.79	5.1
54	2015-01-11	21:39:37.000	-16.03	-74.14	41	4.9
55	2015-02-01	23:33:00.050	-3.9127	-76.6179	115.65	5.1
56	2015-03-28	22:19:34.690	-9.8395	-78.5178	53.23	5.0
57	2015-04-01	16:45:21.200	-10.5415	-78.0795	48	5.3

N° sismo	Fecha	Hora (UTC)	Lat.(°)	Lon.(°)	Profundidad (km)	Magnitud Mw
58	2015-04-15	06:59:17.430	-14.522	-76.1712	10	4.9
59	2015-04-26	23:35:29.730	-8.3237	-79.8322	22	5.6
60	2015-04-28	11:19:50.500	-2.0856	-79.6231	89	5.4
61	2015-05-14	18:33:32.440	-14.1791	-75.5649	50.77	4.8
62	2015-06-29	09:09:16.100	-16.0251	-74.2558	28	5.8
63	2015-07-06	11:17:48.060	-7.1796	-80.5155	36.72	4.9
64	2015-07-09	18:08:36.000	-9.11	-75.83	27	5.0
65	2015-07-15	16:31:47.650	-14.7209	-76.015	10	4.9
66	2015-07-25	07:34:09.000	-8.37	-75.71	126	5.2
67	2015-11-13	06:54:49.140	-8.5041	-75.9471	117.56	5.0
68	2016-01-19	02:04:29.980	-14.0718	-72.9469	101.03	4.8
69	2016-02-16	10:46:30.010	-16.4442	-73.6045	29	5.7
70	2016-03-03	10:09:41.030	-16.0958	-73.9911	45.73	5.0
71	2016-05-27	10:00:48.350	-8.4546	-74.9983	131.62	5.0
72	2016-06-05	04:07:05.560	-15.9573	-74.1037	37.33	5.1
73	2016-07-18	01:35:52.630	-11.2038	-77.7367	75.42	5.2
74	2016-08-15	02:59:00.840	-15.6542	-72.0092	20	5.5
75	2016-10-16	13:04:26.680	-7.0092	-80.1252	40.74	5.0
76	2016-10-26	14:08:07.380	-9.315	-75.4178	31.95	5.1
77	2016-11-11	14:53:04.400	-8.6006	-74.5069	136.47	5.2
78	2016-12-01	22:40:26.610	-15.3122	-70.827	12	6.2
79	2017-01-02	13:13:48.710	-4.895	-76.3675	106	5.9
80	2017-01-06	22:55:33.530	-11.3197	-78.193	37.91	5.1
81	2017-01-28	06:42:31.910	-9.3512	-79.0025	50.16	5.3
82	2017-05-04	02:28:58.360	-8.5791	-74.3591	154.8	5.3
83	2017-05-08	08:08:17.090	-8.0489	-76.6596	10	5.2
84	2017-05-16	17:09:05.960	-14.5332	-73.4098	10	5.4
85	2017-06-08	14:01:10.010	-7.9961	-75.8571	108.72	5.2
86	2017-06-24	16:09:14.320	-15.4141	-73.3855	97	5.7
87	2017-07-18	02:05:19.750	-16.4161	-73.6357	43.68	6.4
88	2017-07-26	20:59:51.190	-7.4809	-75.667	20.59	5.1
89	2017-08-11	21:45:09.400	-16.2986	-73.4744	41	5.6
90	2017-08-13	16:51:24.050	-10.7214	-74.5662	32	5.8
91	2017-08-20	17:42:16.510	-13.7578	-75.6917	79.75	5.1
92	2017-09-20	05:26:10.090	-16.293	-71.2327	106.18	5.3
93	2017-10-07	09:26:13.120	-1.7015	-77.9133	137.9	5.2
94	2017-10-10	06:32:21.170	-18.5715	-69.7526	85	6.3

N° sismo	Fecha	Hora (UTC)	Lat.(°)	Lon.(°)	Profundidad (km)	Magnitud Mw
95	2017-10-22	01:37:08.260	-15.1643	-73.9744	84.17	5.0
96	2017-10-30	17:12:06.590	-10.756	-74.6931	101.08	5.4
97	2017-11-05	22:49:35.040	-8.6928	-74.3479	159	4.9
98	2017-11-18	04:23:46.830	-2.9657	-79.707	35	5.5
99	2017-11-29	06:29:06.970	-14.4095	-76.1594	16.87	5.7
100	2018-01-19	01:11:39.030	-13.229	-74.578	80.84	5.3
101	2018-01-21	06:40:56.980	-15.7426	-74.7467	31.07	5.0
102	2018-01-22	00:53:26.900	-10.5469	-74.9176	113.78	5.0
103	2018-01-30	14:23:52.870	-15.8497	-74.6096	34	5.5
104	2018-02-11	04:11:09.680	-16.6587	-74.1634	10	5.4
105	2018-03-13	17:35:03.940	-10.2699	-74.9846	35.68	5.1
106	2018-08-24	09:04:08.250	-11.0355	-70.8284	630	7.1
107	2018-09-14	04:12:36.440	-7.7289	-74.6465	139.68	5.1
108	2018-09-14	11:20:03.310	-15.9944	-71.4369	129.55	5.4
109	2018-09-25	22:56:47.690	-15.3405	-74.8969	53.18	5.2
110	2018-12-06	04:17:24.520	-14.8986	-75.8223	10	5.0
111	2019-01-05	19:25:38.520	-8.144	-71.587	570.41	6.8
112	2019-01-15	20:24:08.530	-8.9422	-79.0533	57.59	5.2
113	2019-01-18	21:27:01.530	-3.2663	-76.818	103	5.7
114	2019-01-24	15:56:02.350	-9.6306	-74.6628	71.71	5.1
115	2019-01-25	04:45:22.230	-14.5333	-75.3517	60.5	5.7
116	2019-01-29	23:35:00.470	-15.523	-72.3651	111.9	5.5
117	2019-02-14	14:33:16.800	-12.1674	-74.3097	10	5.5
118	2019-02-21	22:17:33.660	-15.2699	-72.9909	77.17	5.2
119	2019-02-22	10:17:23.770	-2.1862	-77.0505	145	7.5
120	2019-03-31	15:27:57.880	-9.9668	-79.3227	29	5.5
121	2019-05-08	13:47:19.701	-15.7761	-75.0959	15.34	5.7
122	2019-05-13	07:10:31.700	-12.1597	-74.8826	89.72	5.2
123	2019-08-18	09:28:29.560	-2.3237	-79.2769	84.69	5.0
124	2019-09-02	16:35:27.803	-14.0458	-72.5498	80	5.0
125	2019-11-13	00:09:19.939	-15.2885	-70.4053	202.83	5.1
126	2019-12-05	03:23:19.098	-13.6781	-76.0687	35.03	5.2
127	2020-01-15	09:45:18.483	-10.3544	-78.5911	36.03	5.4
128	2020-02-05	01:51:45.431	-5.8126	-80.7451	42.07	5.0
129	2020-02-13	04:31:52.029	-15.9795	-74.667	35	5.1
130	2020-02-25	04:15:02.162	-8.0852	-80.0159	28.22	5.3
131	2020-04-13	13:18:27.874	-14.2634	-73.2125	69.79	5.2

N° sismo	Fecha	Hora (UTC)	Lat.(°)	Lon.(°)	Profundidad (km)	Magnitud Mw
132	2020-05-07	00:49:10.475	-5.7102	-76.6878	22.82	5.3
133	2020-05-12	15:10:34.181	-10.5939	-78.1705	73.18	5.0
134	2020-07-20	01:50:11.130	-8.368	-79.9753	32	5.1
135	2020-07-31	10:03:34.412	-14.1413	-72.8739	56.4	5.0
136	2020-08-01	08:25:26.767	-16.344	-72.6021	79.63	5.1
137	2020-08-03	15:08:08.454	-7.2463	-77.8311	15.22	5.0
138	2020-08-06	22:18:09.292	-15.8386	-74.8369	45	5.3
139	2020-10-28	09:02:33.508	-14.9365	-75.7131	22	5.6
140	2020-10-30	18:24:41.629	-10.1704	-75.1714	36	5.5
141	2020-12-27	07:11:10.861	-16.0229	-74.3085	39	5.7
142	2021-01-20	22:27:43.468	-14.9438	-75.5583	13.19	5.1
143	2021-02-09	01:40:57.296	-5.4381	-77.3268	20.72	5.1
144	2021-02-18	10:51:30.548	-3.9543	-78.8053	99.92	5.2
145	2021-02-20	19:49:45.801	-9.158	-74.8122	10	5.0
146	2021-03-09	19:16:29.057	-8.9346	-75.8849	114.92	5.1
147	2021-06-23	02:54:18.667	-12.7077	-76.7173	49.49	5.9

Tabla A.2: Comparación entre las magnitudes Mw (NEIC) y M (modelo) para los 147 sismos analizados.

N° sismo	Magnitud Mw	Magnitud M	Mw - M	|Mw - M|	Redondear (|Mw - M|, 1)
1	5.0	5.0901	-0.0901	0.0901	0.1
2	5.0	5.2212	-0.2212	0.2212	0.2
3	7.0	6.9324	0.0676	0.0676	0.1
4	5.6	5.4327	0.1673	0.1673	0.2
5	5.1	4.976	0.124	0.124	0.1
6	5.2	5.221	-0.021	0.021	0
7	5.1	4.9752	0.1248	0.1248	0.1
8	5.0	5.0416	-0.0416	0.0416	0
9	6.4	6.1852	0.2148	0.2148	0.2
10	5.4	5.4409	-0.0409	0.0409	0
11	5.4	5.2464	0.1536	0.1536	0.2
12	5.6	5.6253	-0.0253	0.0253	0
13	4.9	4.9725	-0.0725	0.0725	0.1
14	6.1	6.105	-0.005	0.005	0
15	5.7	5.7604	-0.0604	0.0604	0.1
16	5.4	5.2859	0.1141	0.1141	0.1
17	4.9	5.0181	-0.1181	0.1181	0.1
18	5.1	5.2143	-0.1143	0.1143	0.1
19	6.1	6.0316	0.0684	0.0684	0.1
20	4.9	5.1396	-0.2396	0.2396	0.2
21	5.4	5.4609	-0.0609	0.0609	0.1
22	5.4	5.3436	0.0564	0.0564	0.1
23	6.0	5.8276	0.1724	0.1724	0.2
24	5.6	5.8901	-0.2901	0.2901	0.3
25	5.4	5.3746	0.0254	0.0254	0
26	5.1	5.0818	0.0182	0.0182	0
27	5.1	5.1468	-0.0468	0.0468	0
28	5.5	5.4935	0.0065	0.0065	0
29	5.2	5.1927	0.0073	0.0073	0
30	5.8	5.6035	0.1965	0.1965	0.2
31	5.3	5.5697	-0.2697	0.2697	0.3
32	5.2	5.4234	-0.2234	0.2234	0.2
33	4.9	5.1044	-0.2044	0.2044	0.2
34	5.4	5.2251	0.1749	0.1749	0.2
35	6.0	5.8948	0.1052	0.1052	0.1

N° sismo	Magnitud Mw	Magnitud M	Mw - M	|Mw - M|	Redondear (|Mw - M|, 1)
36	5.0	5.1297	-0.1297	0.1297	0.1
37	5.5	5.478	0.022	0.022	0
38	5.2	5.273	-0.073	0.073	0.1
39	5.3	5.4811	-0.1811	0.1811	0.2
40	5.9	5.9187	-0.0187	0.0187	0
41	6.3	6.1416	0.1584	0.1584	0.2
42	5.1	4.951	0.149	0.149	0.1
43	5.3	5.3373	-0.0373	0.0373	0
44	4.9	4.8836	0.0164	0.0164	0
45	6.8	6.6987	0.1013	0.1013	0.1
46	5.5	5.6844	-0.1844	0.1844	0.2
47	5.2	5.4835	-0.2835	0.2835	0.3
48	5.4	5.3508	0.0492	0.0492	0
49	4.8	4.6631	0.1369	0.1369	0.1
50	5.7	5.8228	-0.1228	0.1228	0.1
51	5.1	5.1729	-0.0729	0.0729	0.1
52	5.4	5.3505	0.0495	0.0495	0
53	5.1	5.3047	-0.2047	0.2047	0.2
54	4.9	5.0839	-0.1839	0.1839	0.2
55	5.1	5.2253	-0.1253	0.1253	0.1
56	5.0	4.8603	0.1397	0.1397	0.1
57	5.3	5.4622	-0.1622	0.1622	0.2
58	4.9	4.8835	0.0165	0.0165	0
59	5.6	5.5346	0.0654	0.0654	0.1
60	5.4	5.257	0.143	0.143	0.1
61	4.8	5.0594	-0.2594	0.2594	0.3
62	5.8	5.9077	-0.1077	0.1077	0.1
63	4.9	5.0218	-0.1218	0.1218	0.1
64	5.0	5.2795	-0.2795	0.2795	0.3
65	4.9	4.8767	0.0233	0.0233	0
66	5.2	5.3796	-0.1796	0.1796	0.2
67	5.0	4.7332	0.2668	0.2668	0.3
68	4.8	4.868	-0.068	0.068	0.1
69	5.7	5.7228	-0.0228	0.0228	0
70	5.0	5.0398	-0.0398	0.0398	0
71	5.0	5.1262	-0.1262	0.1262	0.1
72	5.1	5.1117	-0.0117	0.0117	0
73	5.2	5.1035	0.0965	0.0965	0.1

N° sismo	Magnitud Mw	Magnitud M	Mw - M	|Mw - M|	Redondear (|Mw - M|, 1)
74	5.5	5.5176	-0.0176	0.0176	0
75	5.0	5.0263	-0.0263	0.0263	0
76	5.1	5.0941	0.0059	0.0059	0
77	5.2	4.9079	0.2921	0.2921	0.3
78	6.2	6.1722	0.0278	0.0278	0
79	5.9	5.8681	0.0319	0.0319	0
80	5.1	5.0433	0.0567	0.0567	0.1
81	5.3	5.4802	-0.1802	0.1802	0.2
82	5.3	5.3832	-0.0832	0.0832	0.1
83	5.2	5.1691	0.0309	0.0309	0
84	5.4	5.4112	-0.0112	0.0112	0
85	5.2	5.2301	-0.0301	0.0301	0
86	5.7	5.7966	-0.0966	0.0966	0.1
87	6.4	6.2235	0.1765	0.1765	0.2
88	5.1	4.8679	0.2321	0.2321	0.2
89	5.6	5.6003	-0.0003	0.0003	0
90	5.8	5.772	0.028	0.028	0
91	5.1	5.3814	-0.2814	0.2814	0.3
92	5.3	5.1455	0.1545	0.1545	0.2
93	5.2	5.3832	-0.1832	0.1832	0.2
94	6.3	6.1814	0.1186	0.1186	0.1
95	5.0	5.1817	-0.1817	0.1817	0.2
96	5.4	5.6367	-0.2367	0.2367	0.2
97	4.9	4.6304	0.2696	0.2696	0.3
98	5.5	5.4565	0.0435	0.0435	0
99	5.7	5.4497	0.2503	0.2503	0.3
100	5.3	5.2401	0.0599	0.0599	0.1
101	5.0	4.868	0.132	0.132	0.1
102	5	4.9563	0.0437	0.0437	0
103	5.5	5.3798	0.1202	0.1202	0.1
104	5.4	5.2078	0.1922	0.1922	0.2
105	5.1	5.1433	-0.0433	0.0433	0
106	7.1	6.8242	0.2758	0.2758	0.3
107	5.1	5.3623	-0.2623	0.2623	0.3
108	5.4	5.2976	0.1024	0.1024	0.1
109	5.2	5.1608	0.0392	0.0392	0
110	5.0	4.9528	0.0472	0.0472	0
111	6.8	6.5196	0.2804	0.2804	0.3

N° sismo	Magnitud Mw	Magnitud M	Mw - M	|Mw - M|	Redondear (|Mw - M|, 1)
112	5.2	5.1269	0.0731	0.0731	0.1
113	5.7	5.5436	0.1564	0.1564	0.2
114	5.1	5.1294	-0.0294	0.0294	0
115	5.7	5.7479	-0.0479	0.0479	0
116	5.5	5.3474	0.1526	0.1526	0.2
117	5.5	5.4837	0.0163	0.0163	0
118	5.2	5.1904	0.0096	0.0096	0
119	7.5	7.4794	0.0206	0.0206	0
120	5.5	5.5691	-0.0691	0.0691	0.1
121	5.7	5.7295	-0.0295	0.0295	0
122	5.2	5.3819	-0.1819	0.1819	0.2
123	5.0	5.2345	-0.2345	0.2345	0.2
124	5.0	4.8914	0.1086	0.1086	0.1
125	5.1	4.9873	0.1127	0.1127	0.1
126	5.2	5.2639	-0.0639	0.0639	0.1
127	5.4	5.6358	-0.2358	0.2358	0.2
128	5.0	5.0294	-0.0294	0.0294	0
129	5.1	5.08	0.02	0.02	0
130	5.3	5.3894	-0.0894	0.0894	0.1
131	5.2	5.1773	0.0227	0.0227	0
132	5.3	5.5018	-0.2018	0.2018	0.2
133	5.0	4.8507	0.1493	0.1493	0.1
134	5.1	5.1481	-0.0481	0.0481	0
135	5.0	4.7971	0.2029	0.2029	0.2
136	5.1	4.8922	0.2078	0.2078	0.2
137	5.0	4.9022	0.0978	0.0978	0.1
138	5.3	5.4172	-0.1172	0.1172	0.1
139	5.6	5.3889	0.2111	0.2111	0.2
140	5.5	5.4861	0.0139	0.0139	0
141	5.7	5.8322	-0.1322	0.1322	0.1
142	5.1	5.2364	-0.1364	0.1364	0.1
143	5.1	5.0191	0.0809	0.0809	0.1
144	5.2	4.9329	0.2671	0.2671	0.3
145	5.0	4.9715	0.0285	0.0285	0
146	5.1	5.1312	-0.0312	0.0312	0
147	5.9	5.6969	0.2031	0.2031	0.2

Anexo B

Scripts elaborados en MATLAB

B.1. Lectura de archivos SAC

```
%%Función principal
function [Cant_M, Est_Eve_CG, Ns_St, Mat_Dat] = sacpc2mat(varargin)
    clc;
    F = 4-1; %Tamaño de byte flotante menos 1
    K = 8-1; %Tamaño de byte alfanumérico menos 1
    L = 4-1; %Tamaño de byte entero largo menos 1
    S_2 = nargin; %Número de entradas de la función sacpc2mat en ejecución
    p = [];
    for i = 1:115
        p = [p, 1+3*(i-1)];
    end
    Mat_Dat = [];
    Est_Eve_CG= [];
    Cant_M = [];
    %Llamada de los archivos *.SAC
    fnames = {};
    for i = 1:nargin
        if ischar(varargin{i})
            fnames = cell([fnames; cellstr(varargin{i})]);
        elseif iscellstr(varargin{i}) & size(varargin{i}, 1) == 1
            fnames = cell([fnames; varargin{i}']);
        elseif iscellstr(varargin{i}) & size(varargin{i}, 2) == 1
            fnames = cell([fnames; varargin{i}]);
```

```
    end
end

%Expansión de lectura de archivos
k=1;
sacfiles={};
for i = 1:length(fnames)
    dirlist=dir(fnames{i});
    for j=1:length(dirlist)
        if ~dirlist(j).isdir
            sacfiles{k, 1}=dirlist(j).name;
            k=k+1;
        end
    end
end

%Lectura de los datos actuales (SeisData) y las variables de encabezado
%(Sacdata)
maxnpts = 0;
for i = 1:length(sacfiles)
    fid = fopen(sacfiles{i}, 'rb');
    if fid == -1
        error(sprintf('No se puede abrir el archivo SAC %s\n', fnames{i}))
    end
    SACdata(i,1) = readSacHeader(fid,F,K,L);
    npts = SACdata(i).trcLen;
    if npts>maxnpts
        maxnpts = npts;
    end
    fprintf('Procesando archivo %d: %s\n', i , sacfiles{i});
    SeisData(npts,i) = 0;
    SeisData(:,i) = [readSacData(fid, npts, F+1); zeros(maxnpts - npts, 1)];
end

%Obtención de datos específicos de los archivos *.SAC:
%Señal sísmica, ubicación geográfica del epicentro y la estación
for i = 1:length(sacfiles)
   % Abrir en modo lectura el archivo sacfiles{i}, y asociarle un identificador fid1.
    fid1 = fopen(sacfiles{i}, 'r');
    % Uso de las funciones fread (lectura de archivos binarios) y fseek (mueve la posición
```

```
        % del puntero del archivo).
        np1 = fread(fid1,1,'long');
        stat1 = fseek(fid1,158*4,'bof');
        Ns = S_2; %Número de archivos ingresados en la función sacpc2mat.
        for k = 1:length(p)
            A_s = p(k);
            if i == A_s
                LAT_estacion = SACdata(i).station.stla; %Latitud de la estación NNA.
                LON_estacion = SACdata(i).station.stlo; %Longitud de la estación NNA.
                LAT_sismo = SACdata(i).event.evla; %Latitud del epicentro.
                LON_sismo = SACdata(i).event.evlo; %Longitud del epicentro.
                Esta_Evento =[LAT_estacion, LON_estacion, LAT_sismo, LON_sismo];
                Est_Eve_CG = [Est_Eve_CG, Esta_Evento']; %Agrupación de datos.
            end
        end
        Estacion = SACdata(i).station.kstnm; %Nombre de la estación sísmica.
        Ns_St = {Ns, Estacion};
        Datos = fread(fid1, np1, 'float'); %Datos de la señal sísmica.
        Cant = length(Datos); %Cantidad de datos de la señal que hay en los archivos leídos.
        Cant_M = [Cant_M; Cant];
        Datos = Datos(1:Cant); %Lectura de las amplitudes de cada registro sísmico.
        Mat_Dat = [Mat_Dat; Datos];
        fclose(fid1); %Cierre del archivo.
    end
end

%%Funciones locales
%Función 1:
function hdr = readSacHeader(fileId,F,K,L)
    headerBytes = 632;
    chrctr = fread(fileId,headerBytes,'uchar');
    chrctr = chrctr(:)';
    %Lectura de flotantes
    hdr.station.stla = sacReadFloat(chrctr(125:125+F));%Latitud de la estación
    hdr.station.stlo = sacReadFloat(chrctr(129:129+F)); %Longitud de la estación
    hdr.event.evla = sacReadFloat(chrctr(141:141+F));%Latitud del evento
    hdr.event.evlo = sacReadFloat(chrctr(145:145+F)); %Longitud del evento
%Lectura de enteros decimales (long integers)
    hdr.event.nzyear = sacReadLong(chrctr(281:281+L)); %Año GMT
    hdr.event.nzjday = sacReadLong(chrctr(285:285+L)); %Dia Juliano GMT
```

```
    hdr.event.nzhour = sacReadLong(chrctr(289:289+L)); %Hora GMT
    hdr.event.nzmin = sacReadLong(chrctr(293:293+L)); %Minuto GMT
    hdr.event.nzsec = sacReadLong(chrctr(297:297+L)); %Segundo GMT
    hdr.event.nzmsec = sacReadLong(chrctr(301:301+L)); %Milisegundo GMT
    hdr.trcLen = sacReadLong(chrctr(317:317+L));
    %Lectura de datos alfanuméricos
    hdr.station.kstnm = sacReadAlphaNum(chrctr(441:441+K)); %Nombre de la estación
end
%Función 2:
function X = readSacData(fid,N,F)
    chrctr = fread(fid,N*F,'uchar');
    x = reshape(chrctr,F,N)';
    X = sacReadFloat(x);
end
%Función 3:
function lNumber = sacReadLong(cb)
    cb = cb(:);
    lNumber = (256.^(0:3))*cb;
    if lNumber == -12345
        lNumber = [];
    end
end
%Función 4:
function fNumber = sacReadFloat(cb)
    C = size(cb,1);
    stringOfBitSequence = [dec2bin(cb(:,4),8) dec2bin(cb(:,3),8) ...
            dec2bin(cb(:,2),8) dec2bin(cb(:,1),8)];
    bitSequence = stringOfBitSequence=='1';
    fSign = -2*bitSequence(:,1)+1;
    fExp = bitSequence(:,2:9)*(2.^(7:-1:0)') - 127;
    fMantissa = [ones(C,1) bitSequence(:,10:32)]*(2.^(0:-1:-23)');
    fNumber = fSign.*fMantissa.*(2.^fExp);
    isZeroCheck = sum(bitSequence')'==0;
    fNumber = fNumber.*(~isZeroCheck);
    if C==1 & fNumber == -12345
        fNumber = [];
    end
end
%Función 5:
```

```
function alphaNum = sacReadAlphaNum(cb)
    K = max(size(cb));
    alphaNumTemp = char(cb);
    if K == 8
        if alphaNumTemp == '-12345 '
            alphaNum = [];
        else
            alphaNum = alphaNumTemp;
        end
    else
        if K == 16
            if alphaNumTemp == '-12345    -12345 ' | alphaNumTemp == '-12345'
                alphaNum = [];
            else
                alphaNum = alphaNumTemp;
            end
        end
    end
end
```

B.2. Scripts secundarios

B.2.1. Código 1

Parte II

```
Nro_Comp_An = Tm{1}; %Número de archivos ingresados en la función sacpc2mat.
Nro_Sis_An = Tm{1}/3;  %Número de sismos analizados.
Cant_sum = [0 cumsum(Cant')]',
BB = [];

%Calcular un valor de amplitud b_j en base a los registrados y_j.
%El código agrupa los datos en grupos (representando cada archivo), calcula la media de
%cada grupo y realiza la siguiente operacion por cada grupo: b_j = y_j - mean(y_j)
for i = 1:Nro_Comp_An
    B = a(1 + Cant_sum(i):Cant_sum(i) + Cant(i),1) - ...
        mean(a(1 + Cant_sum(i):Cant_sum(i) + Cant(i),1));
    BB = [BB; B]; %Arreglo columna creado con los valores b_j
end
```

```
%Estimación del contenido energético E
%El valor de 115 determina la cantidad de sismos máximo que debe ser
%leído por sacpc2mat
p_2 = [];
for i = 1:115
    p_2 = [p_2 3*(i)]; %Creación de un arreglo fila de valores [3, 6, 9, ..., 345]
end
Matriz_E = [];
Suma = 0;
for i = 1:Nro_Comp_An
   %Realiza la operación sum(b_1^2) + sum(b_2^2) + sum(b_3^2) por cada grupo de 3
   %Lo almacena en Suma y calcula E.
    Suma = Suma + sum(BB(1+Cant_sum(i):Cant_sum(i)+Cant(i),1).*BB(1+ ...
            Cant_sum(i):Cant_sum(i)+Cant(i),1));
    for k = 1:length(p_2)
        a_s = p_2(k);
        if i == a_s
            E = 0.5*Suma/3;
            Matriz_E = [Matriz_E; E]; %Arreglo columna de los valores E calculados
            Suma = 0;
        end
    end
end

%Estimación de la distancia epicentral D.
D_Epic = [];
for i = 1:Nro_Sis_An
    Estacion_Evento_CG(1,i) = Estacion_Evento_CG(1,i)*3.141592/180; %Latitud
estación
    Estacion_Evento_CG(2,i) = Estacion_Evento_CG(2,i)*3.141592/180; %Longitud
estación
    Estacion_Evento_CG(3,i) = Estacion_Evento_CG(3,i)*3.141592/180; %Latitud evento
    Estacion_Evento_CG(4,i) = Estacion_Evento_CG(4,i)*3.141592/180;%Longitud
evento
    d = 2*6371*asin(sqrt(sin([Estacion_Evento_CG(3,i) -
Estacion_Evento_CG(1,i)]/2)^2...
        + cos(Estacion_Evento_CG(1,i))*cos(Estacion_Evento_CG(3,i))*...
        sin([Estacion_Evento_CG(4,i) - Estacion_Evento_CG(2,i)]/2)^2)); %En km.
    D_Epic = [D_Epic; d]; %Arreglo columna de las distancias epicentrales D calculadas.
```

```
end
%Mostrar resultados: [log E log D]
Resultado = [log10(Matriz_E) log10(D_Epic)]
```

B.2.2. Código 2

```
clear, clc
Parametros = xlsread('ExcelSismos.xlsx','I7:L153'); %Lectura de datos del archivo .xlsx
x = Parametros(:,1); %log (E)
y = Parametros(:,2); %log(D)
z = Parametros(:,3); %log(H), H según NEIC
f = Parametros(:,4); %Mw segun NEIC
n = length(x);
A = [sum(x.*x), sum(x.*y), sum(x.*z), sum(x);
     sum(x.*y), sum(y.*y), sum(y.*z), sum(y);
     sum(x.*z), sum(y.*z), sum(z.*z), sum(z);
     sum(x),    sum(y),    sum(z),    n]; %Matriz de sumas: lado izquierdo
B = [sum(x.*f) sum(y.*f) sum(z.*f) sum(f)]'; %Matriz de sumas: lado derecho
X = inv(A)*B; %Arreglo columna que contiene los valores de cada parámetro.
a = X(1);
b = X(2);
c = X(3);
d = X(4);
```

Referencias

Aguirre, L. (2019). Deslizamiento intersísmico, cosísmico y postsísmico de los terremotos del Maule MW=8.8 2010 y de Illapel MW=8.3 2015 usando soluciones de GNSS. Tesis de pregrado, Facultad de Ciencias Químicas Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Concepción, Chile.

Aki, K. (1966). Generation and propagation of G waves from the Niigata earthquake of June 16, 1964. Part 2. Estimation of earthquake moment, released energy, and stress-strain drop from the G wave spectrum. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 44, 73–88.

Anchivilca, R. (2021). Métodos de cálculo de la magnitud de momento sísmico. Trabajo de investigación de bachiller, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Facultad de Ciencias Físicas, Escuela Profesional de Física.

Aranda, M. (2017). Estudio y aplicación del Filtro de Kalman en fusión de sensores en UAVs. Tesis de pregrado, Departamento de Ingeniería Electrónica de la Universidad de Sevilla, España.

Bakun, W. H. y Wentworth, C. M. (1997). Estimating earthquake location and magnitude from seismic intensity data. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 87(6), 1502–1521.

Barazangi, M. y Isacks, B. (1979). Subduction of the Nazca plate beneath Perú: evidence from the spatial distribution of earthquakes. *Geoph. Jour. Roy. Astr. Soc*, 57, 537–555.

Barrueto, L. (2015). Metodología de uso de herramientas MAPCIX para mejorar la planificación de proyectos de inversión en infraestructura urbana en la ciudad de Chiclayo. Tesis de pregrado, Fac. de Ingeniería Civil, Sistemas y Arquitectura de la Universidad Nacional Pedro Ruiz Gallo, Lambayeque.

BBC-News (2017). Los 10 terremotos más potentes y mortíferos de la historia en América Latina. Mundo: BBC News. Recuperado de https://www.bbc.com/mundo/noticias-america-latina-41343606. Accessed: 04 Agosto 2021.

Beck, S. y Nishenko, S. (1990). Variations in the mode of great earthquake rupture along the Central Peru Subduction Zone. *Geophys. Res. Lett.*, 17(11), 1969–1972.

Bernal, I. y Tavera, H. (2002). Geodinámica, Sismicidad y Energía sísmica en Perú. Monografía. Instituto Geofísico del Perú, Lima.

Bernal, I., Tavera, H., y Antayhua, Y. (2001). Evaluación de la sismicidad y distribución de la energía sísmica en Perú. *Bol. Soc. geol. Perú*, 92, 67–78.

Bolt, B. (1993). *Earthquakes*. W.H. Freeman.

Cahill, T. y Isacks, B. (1992). Seismicity and shape of the subducted Nazca plate. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 97, 17503–17529.

Ccallo, F. (2003). La magnitud de sismos locales y regionales ocurridos en Perú a partir de la onda Lg y la duración de su registro. Efectos y daños en la ciudad de Moquegua debido al sismo de Arequipa del 23 de junio de 2001. Tesis de pregrado, Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa, Arequipa.

Ccallo, F., Tavera, H., y Valdivia, I. (2002). La magnitud de sismos locales y regionales ocurridos en Perú a partir de la onda Lg y duración de su registro. *Bol. Soc. geol. Perú*, 94, 61–69.

Choy, G. y Boatwright, J. (1995). Global patterns of radiated seismic energy and apparent stress. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 100(B9), 18205–18228.

DeMets, C., Gordon, R., Argus, D., y Stein, S. (1990). Current plate motions. *Geophys. J. Int.*, 101(2), 425–478.

El-Rabbany, A. (2002). *Introduction to GPS: The Global Positioning System*. Artech House.

Engdahl, E., Vanderhilst, R., y Buland, R. (1998). Global Teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 88(3), 722–743.

FTil (2021). sacsun2mat/sacpc2mat. Recuperado de https://www.mathworks.com/matlabcentral/fileexchange/5546-sacsun2mat-sacpc2mat. MATLAB Central File Exchange. Accessed: 04 Agosto 2021.

Garcia, I. (2021). Desplazamientos superficiales 3D del Centro de Dispersión Cerro Prieto usando InSAR. Tesis de Maestría, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California.

Giner, J. y Molina, S. (2001). *Sismicidad y Riesgo Sísmico en la C.A.V.* Editorial Club Universitario.

GreenLi, H. y Burnley, P. (1989). A new self-organizing mechanism for deep-focus earthquakes. *Nature*, 341(6244), 733–737.

Griggs, D. y Baker, D. (1968). *The origin of deep-focus earthquakes, in Properties of Matter under Unusual Conditions*. Wiley.

Guardia, P. (2011). Determinación de la superficie de acoplamiento sísmico interplaca en el borde occidental del Perú. [Tesis de pregrado, Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa], Repositorio Geofísico Nacional. https://repositorio.igp.gob.pe/.

Guardia, P. y Tavera, H. (2012). Inferencias de la superficie de acoplamiento sísmico interplaca en el borde occidental del Perú. *Bol. Soc. geol. Perú*, 106, 37–48.

Gutenberg, B. (1945). Amplitudes of surface waves and magnitudes of shallow earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 35, 3–12.

Gutenberg, B. y Richter, C. (1956). Magnitude and energy of earthquakes. *Annali di Geofisica*, 9(1), 1–15.

Hanks, T. y Kanamori, H. (1979). A moment magnitude scale. *J. Geophys. Res.*, 84, 2348–2350.

Hasegawa, A. y Sacks, S. (1981). Subduction of Nazca plate beneath perú as determined by seismic observations. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 86, 4971–4980.

Havskov, J. y Ottemoller, L. (2010). *Routine Data Processing in Earthquake Seismology With Sample Data, Exercises and Software*. Springer.

Herráiz, M. (1997). *Conceptos básicos de sismología para ingenieros*. CISMID.

IASPEI (2013). Summary of Magnitude Working Group Recommendations on Standard Procedures for Determining Earthquake magnitudes from Digital Data, Updated Version 27 March 2013. Commission on Seismological Observation and Interpretation: Commissions. Recuperado de http://www.iaspei.org/commissions/commission-on-seismological-observation-and-interpretation/Summary_WG_recommendations_20130327.pdf. Accessed: 04 Agosto 2021.

IGP (2014). Evaluación del Peligro Sísmico en Perú. Recuperado de http://sigrid.cenepred.gob.pe/docs/PARA%20PUBLICAR/IGP/Mapa_Peligro_Sismico_Peru_2015_Version_Preliminar.pdf.

IGP (s.f.). Red Sísmica Nacional. Red Sísmica: IGP. Recuperado el 07/08/2021 de https://ultimosismo.igp.gob.pe/red-sismica-nacional.

IRIS (11 de noviembre de 2020). Frequently Answered Question. Recuperado de http://ds.iris.edu/ds/support/faq/68/source-catalog-of-wilber-3/.

IRIS (s.f.a). ¿Cómo trabaja un sismógrafo?. Recuperado el 07/08/2021 de https://www.iris.edu/hq/inclass/fact-sheet/493.

IRIS (s.f.b). Help: event v.1. Recuperado el 07/08/2021 de https://service.iris.edu/fdsnws/event/docs/1/help/.

IRIS (s.f.c). Seed Channel Naming. Recuperado el 07/08/2021 de http://ds.iris.edu/ds/nodes/dmc/data/formats/seed-channel-naming/.

IRIS (s.f.d). Wilber 3: Select Event. Research: IRIS. Recuperado el 07/08/2021 de http://ds.iris.edu/wilber3/find_event.

Jiménez, C. (2010). Cálculo de la magnitud sísmica para la estación de Ñaña. *Rev. Inv. Fis.*, 13(1), 1–7.

Jiménez, C. (2015). El maremoto notable de 1746. Tesis de maestría, Fac. de Ciencias Físicas de la Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima.

Jiménez, C. (2016). Características de la fuente del terremoto de Nepal 2015. *Theorēma (Lima, Segunda época, En línea)*, (3), 35–43.

Jiménez, C., Moggiano, N., Mas, E., Adriano, B., Fujii, Y., y Koshimura, S. (2014). Tsunami Waveform Inversion of the 2007 Peru (Mw 8.1) Earthquake. *J. Disaster Res.*, 9(6), 954–960.

Jiménez, C., Moggiano, N., Mas, E., Adriano, B., Koshimura, S., Fujii, Y., y Yanagisawa, H. (2013). Seismic Source of 1746 Callao Earthquake from Tsunami Numerical Modeling. *J. Disaster. Res.*, 8(2), 266–273.

Johnson, J. M. y Satake, K. (1997). Estimation of seismic moment and slip distribution of the April 1, 1946, Aleutian tsunami earthquake. *J. Geophys. Res.*, 102(B6), 11 765–11 774.

Kanamori, H. (1977). The energy release in great earthquakes. *J. Geophys. Res.*, 82(20), 2981–2987.

Kearey, P., Klepeis, K., y Vine, F. (2009). *Global tectonics*. Wiley-Blackwell.

Kirby, S., Durham, W., y Stern, L. (1991). Mantle Phase Changes and Deep-Earthquake Faulting in Subducting Lithosphere. *Science*, 252(5003), 216–225.

Lay, T. y Wallace, T. (1995). *Modern global seismology*. Elsevier.

Lee, W., Bennett, R., y Meagher, K. (1972). A method of estimating magnitude of local earthquakes from signal duration. Reporte preliminar.

Luna, N. (2020). Determinación del momento sísmico y dimensiones de la fuente sísmica mediante análisis espectral, aplicado a grandes sismos en el Perú desde 1997-2018. Tesis de pregrado, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Facultad de Ciencias Físicas, Escuela Profesional de Física.

Mejía, T. (2017). ¿Qué es el movimiento convergente de placas?. Recuperado de https://www.lifeder.com/movimiento-convergente-placas/. Accessed: 04 Agosto 2021.

Moncca, G. (2010). Calculo del momento sísmico mediante la función temporal de la fuente sísmica y su aplicación a sismos profundos. Tesis de pregrado, Fac. de Geología, Geofísica y Minas de la Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa, Arequipa.

Montero, R. (2016). Modelos de regresión lineal múltiple. *Documentos de Trabajo en Economía Aplicada*. Universidad de Granada, España.

Ogawa, M. (1987). Shear instability in a viscoelastic material as the cause of deep focus earthquakes. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 92(B13), 13801–13810.

Ordoñez, J. (2005). Cálculo de la energía liberada por sismos a distancias telesísmicas mediante el método de la integral del espectro de potencia de las ondas de volumen. Tesis de pregrado, Universidad Nacional Pedro Ruiz Gallo, Lambayeque.

Parra, F. (2019). Estadística y Machine Learning con R. Recuperado de https://bookdown.org/.

Pazos, A. (2004). Estación sísmica digital. Tratamiento digital de señales. Tesis de doctorado, Departamento de Física Aplicada de la Universidad de Cádiz.

Peláez, J. (2011). Sobre las escalas de magnitud. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 19(3), 267–275.

Reid, H. (1911). The elastic rebound theory of earthquakes. *Bull. Dept. Geol.*, 6(19), 413–444.

Robles, J. (2017). Desplazamiento permanente y dinámico generado por el temblor El Mayor-Cucapah Mw 7.2, utilizando GPS. Tesis de maestría, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, México.

Rodriguez, M. y Mora, R. (2001). *Estadística informática: casos y ejemplos con el SPSS*. Universidad de Alicante.

Ruegg, J. (1994). Deformación de la corteza terrestre y terremotos: aplicación al estudio del ciclo sísmico en el norte de Chile. *Física de la Tierra*, (6), 201–243.

Saloor, N. y Okal, E. (2020). The body-wave magnitude m_b: an attempt to rationalize the distance-depth correction q($\triangle$, h). *Geophys. J. Int.*, 223(1), 270–288.

Scognamiglio, L., Magnoni, F., Tinti, E., y Casarotti, E. (2016). Uncertainty estimations for moment tensor inversions: the issue of the 2012 May 20 Emilia Earthquake. *Geophys. J. Int.*, 206(2), 792–806.

Sen, A., Kumar, A., Gupta, S. C., y Kumar, A. (2014). Spectral Analysis of the Earthquake Sources around Roorke (India) Region and its surrounding Indo-Gangetic Plains. *Disaster Adv.*, 7(6), 1–11.

Shylaja, B. (2015). From navigation to star hopping: forgotten formulae. *Resonance*, 20(4), 352–359.

Stein, S. y Wysession, M. (2003). *An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure*. Blackwell Publishing.

Stork, A., Verdon, J., y Kendall, J. (2014). The robustness of seismic moment and magnitudes estimated using spectral analysis. *Geophys. Prospect.*, 62(4), 862–878.

Streckeisen (s.f.). STS-1 (legacy product). Recuperado el 07/08/2021 de https://streckeisen.swiss/en/products/sts-1/.

Tavera, H. (2008). *El terremoto de Pisco (Perú) del 15 de agosto de 2007 (7.9 Mw). Monografía*. Instituto Geofísico del Perú. https://repositorio.igp.gob.pe/handle/20.500.12816/699.

Tavera, H. (2014). *Escenario de sismo y tsunami en el borde occidental de la región central del Perú*. Instituto Geofísico del Perú. https://repositorio.igp.gob.pe/handle/20.500.12816/779.

Tavera, H. y Buforn, E. (1998). Sismicidad y sismotectónica de Perú en A.Udías y E.Buforn (Ed): Sismicidad y sismotectónica de América del Centro y Sur. *Física de la Tierra*, 10, 187–219.

Tavera, H. y Colb. (2011). Sismo de Contamana - Loreto del 24 de agosto del 2011 (7.0 Mw), Zona Oriental de la Región Central del Perú. Informe técnico N° 01-2011. Instituto Geofísico del Perú, Lima.

Turcotte, D. y Oxburgh, E. (1972). Mantle convection and the new global tectonics. *Annu. Rev. Fluid Mech.*, 4(1), 33–66.

Udías, A. y Buforn, E. (2018). *Principles of Seismology*. Cambridge University Press.

Udías, A. y Mezcua, J. (1986). *Fundamentos de Geofísica, primera edición*. Editorial Alhambra.

Udías, A., Vallina, A., Madariaga, R., y Buforn, E. (2014). *Source mechanisms of earthquakes: theory and practice*. Cambridge University Press.

USGS (s.f.a). Earthquake Hazards Program. Latest Earthquakes: USGS. Recuperado el 07/08/2021 de https://www.usgs.gov/natural-hazards/earthquake-hazards/earthquakes.

USGS (s.f.b). Magnitude Types. Recuperado el 07/08/2021 de https://www.usgs.gov/natural-hazards/earthquake-hazards/science/magnitude-types?qt-science_center_objects=0#qt-science_center_objects.

Vanek, J., Zapotek, A., Karnik, V., Kondorskaya, N., Riznichenko, Y., Savarensky, E., Solov'ev, S., y Shebalin, N. (1962). Standardization of magnitude scales. *Izv. Akad. Nauka SSSR, Geofiz.*, 2, 153–158.

VanZandt, T. (2007). Collaborative Proposal: Development of New Electronics, Repair and Testing Procedures for Very Broadband STS-1 Seismometers. Reporte. Recuperado el 07/08/2021 de http://www.fdsn.org/media/message_attachments/2015/07/20/Metrozet_Final_Report_June_14_2007.pdf.

Vera, M. (2014). Determinación de fórmulas de atenuación sísmica para la zona central de Chile a partir de registros sísmicos del terremoto de Maule del 2010 obtenidos por la red de estaciones temporales IMAD. Tesis de pregrado, Fac. de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Concepción, Chile.

William, L. (2007). *Fundamentals of geophysics*. Cambridge University Press.

Zúñiga, R. (2011). *Notas Introductorias: Sismología. Posgrado en ciencias de la Tierra, Centro de Geociencias*. [PDF]. Recuperado de http://www.colegionicolasesguerra.edu.co/images/documentos/leccien201777.pdf.