Universidad de Concepción
Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas
Departamento de Geofísica

Determinación de formulas de atenuación sísmica para la zona Central de Chile a partir de registros sísmicos del Terremoto del Maule del 2010 obtenidos por la red de estaciones temporales IMAD

María José Vera González

Habilitación Profesional para optar al Título de Geofísico

Julio 2014

Universidad de Concepción

Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas

Departamento de Geofísica

Determinación de formulas de atenuación sísmica para la zona Central de Chile a partir de registros sísmicos del Terremoto del Maule del 2010 de la red de estaciones temporales IMAD

María José Vera González

Habilitación Profesional para optar al Título de Geofísico

Profesor Guía Doctor Matthew Miller

Comisión evaluadora

Doctor Klaus Bataille

Doctor Arturo Belmonte

Agradecimientos

Este trabajo va para mis padres, Luis y Fer quienes me brindaron las herramientas de la educación, la fuerza interior, paciencia y perseverancia a la hora de trabajar, las cuales me fueron imprescindibles para lograr cada una de las hojas que presentaré a continuación.
Quiero agradecer a mi profesor guía, Matt "The Chief", quien hizo posible que me reconciliara con la Geofísica y motivarme estudiar la Sismología. Jefe, muchas gracias por el tiempo dedicado a resolver mis dudas, sus observaciones cuando notaba que algo parecía no calzar, sus comentarios certeros y sobretodo haberme dado la oportunidad de trabajar en este proyecto donde pude poner en práctica todas y cada una de las herramientas aprendidas en el transcurso de la carrera y al profesor Dave Boore por responder mis dudas relativas al método de regresión de dos pasos y otorgarme un poco de su tiempo en examinar mis gráficos.
Gracias especiales a Hugo Soto y Misael Condori por ayudarme a aprender Bash y GMT. Hugo, finalmente puedo decir que soy un cinturón negro en los mapas, y Misael, sin ti los primeros pasos de esta tesis se me hubiesen hecho imposibles. A mis amigos de carrera, Jaqueline, Héctor y Angela, quienes estuvieron conmigo en los buenos y malos momentos haciendo más llevadero los periodos en que me sentaba a escribir y me invadía la desesperación. Agradezco a mis incondicionales amigos, Udo y Francisco y a mi familia política, especialmente mi tía Pilar por su inmenso cariño. Y por supuesto, a Sebastián, por confiar ciegamente en mis capacidades y abrirme los ojos:

contigo aprendí que soy capaz de enfrentar este tipo de desafíos y mucho más.

¡Familia, Amigos. Finalmente lo logré. Soy Geofísica!.

Resumen

Una relación de atenuación, o un modelo de movimiento del suelo como los sismólogos prefieren llamarle, es una expresión matemática que relaciona un parámetro específico del movimiento del suelo ($A_{\text{máx}}$, $V_{\text{máx}}$, $D_{\text{máx}}$, etc.) con uno o más parámetros de un terremoto. Estos parámetros sismológicos caracterizan cuantitativamente la fuente del terremoto, la propagación de la trayectoria seguida por la onda entre la fuente y la estación, perfiles geológicos del sitio y el suelo (Campbell, 2003).

El presente trabajo ha tomado ventaja del incremento de datos sismológicos de réplicas del terremoto del Maule del año 2010, obtenidos por la red de estaciones IMAD para derivar nuevas leyes de atenuación válidas en la zona centro-sur de Chile, utilizando para ello sismos de magnitudes $2.6 \leq M_w \leq 3.9$ y distancia epicentral máxima de 350 km. El tipo de procedimiento utilizado para la obtención de estas leyes se basa en el método de dos pasos de Joyner y Boore (1981).

Los resultados obtenidos muestran una mejora a las leyes de predicción hechas por Ruiz y Saragoni (2005) sin embargo es necesario implementar criterios más refinados para la predicción de los valores de aceleración de sismos con magnitudes mayores.

Índice general

Agradecimientos IV

Resumen VI

I Metodología 1

Introducción 2

1. Marco Teórico y Conceptual 5

1.0.1. Expansión Geométrica del frente de onda 6

1.0.2. Atenuación intrínseca 6

1.1. Métodos empíricos para el cálculo de la atenuación 8

1.2. Relaciones de atenuación y Análisis de regresión. 10

2. Metodología 14

2.1. Etapa 1 14

2.1.1. Área de estudio 14

2.1.1.1. Estaciones temporales IMAD y el Catálogo de Lange 15

2.1.2. Variables 16

2.1.2.1. Variables dependientes 16

2.1.2.2. Variables independientes 17

2.2. Etapa 2: Adquisición y procesamiento de los datos 21

2.2.1. Adquisición de los datos 21
2.2.2. Procesamiento de datos 24
2.2.2.1. Cálculo de la distancia epicentral 24
2.2.2.2. Programas utilizados 26
2.2.2.3. Identificación de las fases sísmicas de interés y sus respectivos tiempos de llegada. 27
2.2.2.4. Cálculo de la aceleración máxima por componente (PGA). 29
2.2.2.5. Filtrado de valores atípicos 34

II Modelo de atenuación sísmica para la zona Central de Chile 43

3. El modelo de regresión 44
3.1. Método de Regresión de dos pasos (Joyner y Boore, 1981) . . 46
3.2. Estimación del error en el método de dos pasos 50

4. Análisis y Resultados 52
4.1. Consideraciones previas 52
4.2. Resultados obtenidos con la regresión de dos pasos 54
4.3. Leyes de predicción de $A_{\text{máx}}$ para la sismicidad en la zona centro-sur de Chile 58
4.4. Precisión del modelo 60

III Conclusión y Discusión 68

IV Anexos 79

A. Pre-procesamiento de datos sísmicos 80

A.1. Listado de estaciones International Maule Aftershock Displacement IMAD 81
A.2. Selección de datos 83

B. Adquisición y procesamiento de datos sismológicos 85
B.1. Adquisición de datos vía BREQ_FAST 86
B.2. Extracción de formato miniSEED 88

C. Método estadístico para la identificación de observaciones anómalas (outliers) 91
C.1. Programa Matlab para eliminar valores outliers 91

Lista de figuras 96

Lista de cuadros 101

Bibliografía 102

Parte I

Metodología

Introducción

Las mediciones de los movimientos generados por los grandes terremotos otorgan a los sismólogos y otros investigadores del área, una valiosa herramienta de estudio, ya que a partir de ellas se pueden desarrollar descripciones empíricas de los movimientos del suelo en una determinada región tectónica que ayudan a la estimación de riesgos sísmicos probabilísticos (PSHA) y la reducción de pérdidas de vidas humanas.

Las características del movimiento del suelo dependen de la fuente sísmica, de los procesos de reflexión y transmisión, la propagación de las ondas a través del medio, tipo de mecanismo focal y la respuesta del sitio. La forma más común para caracterizar estos movimientos es mediante el uso de *relaciones de atenuación* (Bolt, 2003).

En las relaciones de atenuación, la fuente del terremoto, la propagación de las ondas y la respuesta del sitio son típicamente parametrizadas por la magnitud, el tipo de falla, la distancia fuente-estación y las condiciones geológicas a partir de datos registrados en varias estaciones para diferentes terremotos en determinadas regiones tectónicas. Estos modelos describen la distribución de los movimientos del suelo en términos de una media y la desviación estándar logarítmica (*e.g.,* Strasser *et al.* 2009). Esta desviación estándar, generalmente conocida como sigma (σ), ejerce una influencia muy fuerte en los resultados de los análisis de riesgos sísmicos probabilísticos (*e.g.,* Boomer y Abrahamson 2006).

El gran problema que han debido enfrentar los investigadores en el desarro-

llo de las relaciones de atenuación ha sido la poca frecuencia que tienen los grandes sismos y la dificultad de anticipar las áreas para emplazar la instrumentación necesaria. Eventos con magnitudes entre 6 y 7.5 son en su mayoría los responsables de grandes desastres.El 27 de Febrero de 2010 el terremoto del Maule M_w 8.8, brindó una oportunidad única en el ámbito de la adquisición de registros sísmicos que permitieron el desarrollo de diversos estudios sismológicos, dentro de los cuales se desea destacar el realizado por Dietrich Lange *et., al*, publicado en el año 2012 titulado *"Aftershock seismicity of the 27 February 2010* Mw *8.8 Maule Earthquake rupture zone"*. Dicho estudio presenta la distribución de las réplicas del evento sísmico principal basado en un algoritmo de detección automático que se caracteriza por su buena resolución de las coordenadas hipocentrales, incluyendo la profundidad (Lange *et al.*, 2012).

A la luz de lo expuesto en los párrafos anteriores, el objetivo principal de este trabajo en el marco de una Habilitación Profesional, es obtener relaciones de atenuación para la zona centro-sur de Chile a partir del catálogo de eventos sísmicos de Lange para magnitudes pequeñas (magnitudes de momento entre 2.6 y 3.9), tomando ventaja de la buena localización y estimación de las magnitudes, para luego determinar si el modelo obtenido se puede extrapolar a magnitudes mayores ($4.0 \leq M_w \leq 6.0$). Del objetivo primario surge el objetivo secundario de desarrollar habilidades en el tratamiento de datos sismológicos utilizando programas especializados en el área de la sismología, tales como SAC, TauP y rdseed.

A continuación se presenta la estructura de esta Habilitación Profesional. El capítulo 1 presenta el marco teórico que sustenta este trabajo. El capítulo 2 presenta la metodología seguida para obtener las relaciones de atenuación y en el se hace énfasis en la adquisición y procesamiento de los datos sismológicos. En el capítulo 3 se ajustan los datos a un modelo y se dan a conocer la ecuaciones resultantes. El capítulo 4 presenta los resultados obtenidos y la calidad de las aproximaciones realizadas. Finalmente el capítulo 5 presenta

las conclusiones y la discusión.

Capítulo 1

Marco Teórico y Conceptual

Las ondas sísmicas al propagarse por el medio se atenúan o decrecen en amplitud por diferentes razones: la expansión geométrica del frente de ondas, las trayectorias múltiples, la dispersión (*scattering*), los procesos de reflexión y transmisión de las ondas en interfaces discretas y la anelasticidad (Stein, 2003). Los tres primeros son procesos elásticos donde la energía en el campo de propagación se conserva mientras que el proceso ligado a la anelasticidad o desviación de la elasticidad, muchas veces llamada *atenuación intrínseca*, implica conversiones de energía sísmica en calor (Aki y Richards, 1980).
Muchos estudios en sismología se han construido bajo la aproximación que la Tierra responde de manera elástica a la propagación de las ondas sísmicas y es fácil olvidar que esta suposición no es del todo cierta. Sin la anelasticidad, las ondas sísmicas producidas por cada terremoto acontecido permanecerían reverberando, fenómeno que no se observa en la realidad. Si bien la elasticidad es una buena primera aproximación de la respuesta de la Tierra a la propagación de las ondas sísmicas existen muchas otras implicancias y aplicaciones de la anelasticidad.
La anelasticidad se produce porque la energía cinética de movimiento elástico de las ondas se pierde en forma de calor producto de la deformación permanente del medio. A grandes escalas, o términos macroscópicos, este

es un proceso de fricción interna. A escalas más pequeñas, los mecanismos que causan esta disipación son los esfuerzos inducidos por las migraciones de defectos en los minerales, deslizamientos de planos cristalinos, vibraciones de las dislocaciones y el flujo de fluidos o magma a través de las fronteras minerales.
De los cuatro procesos ya mencionados se hará referencia únicamente a la expansión geométrica del frente de onda y la atenuación intrínseca por ser ambos los cimientos conceptuales bajo los que se ha construido el presente trabajo.

1.0.1. Expansión Geométrica del frente de onda

El efecto más evidente que causa una disminución de la amplitud de las ondas es la expansión geométrica, en el cual la energía por unidad de frente de onda varía cuando el frente se expande o se contrae. Este fenómeno se sustenta bajo la primera ley de la termodinámica de "conservación de la energía", donde se puede establecer que la energía irradiada por las ondas sísmicas teniendo como fuente el foco sísmico en un medio perfectamente elástico, homogéneo e isotrópico debe conservarse. Siendo R la distancia hipocentral se puede demostrar que la dependencia de la amplitud de una onda es proporcional a $1/R$ para un frente de ondas esférico o plano (ondas de cuerpo), mientras que para un frente de ondas cilíndrico (ondas superficiales) la dependencia es con $1/\sqrt{R}$ (Aki y Richards, 1980). Aunque se entiende que se está hablando de medios homogéneos, la aplicación a medios que no lo son, es en esencia lo mismo con la salvedad de que para estas condiciones las deducciones se tornan más complejas (Aki y Richards, 1980).

1.0.2. Atenuación intrínseca

La sismología moderna basa sus principios en la mecánica de medios continuos, en particular en la teoría de la elasticidad, donde se parte con el

supuesto de que la Tierra responde como un medio elástico perfecto. Esta justificación resulta muy acertada para la mayor parte de los fenómenos observados en relación a la acción sísmica y la propagación de ondas (García, 2001). Sin embargo, la Tierra dista de tales características, más bien su comportamiento se asemeja más al de un medio viscoelástico (Anderson y Archambeau, 1964). Por esta razón parte de la amplitud de las ondas es atenuada producto de la interacción de las ondas con el medio: la energía elástica es absorbida en forma de calor por fricción, fenómeno conocido como atenuación intrínseca, dado que depende de la configuración tectónica y geológica del medio.

Esto explicaría por qué en la práctica las observaciones de las amplitudes son menores que las predichas por la teoría de la elasticidad.

Si se desea considerar el fenómeno de la anelasticidad a un problema de propagación de ondas, se cuenta con dos opciones: considerar un planteamiento teórico o uno empírico. Dado que el primero ha sido difícil de resolver pues ello conlleva a modificar ecuaciones de la elastodinámica (*e.g.*, Navier-Stokes), es preferible escoger la segunda opción. Si modelamos nuestro sistema como si se comportara como un cuerpo de masa m unido a un resorte de constante de elasticidad k que siente una fuerza de amortiguamiento $F = -bv$ (donde b es la constante de amortiguamiento) que produce disipación de energía por fricción,entonces la amplitud decaerá exponencialmente de la forma:

$$A(t) = Ae^{-(b/2m)t}$$

Ahora bien, si la onda se propaga una distancia $r = vt$, podemos expresar la amplitud de la onda en función de la posición con respecto al origen de nuestro sistema de coordenadas como:

$$A(r) = Ae^{-(b/2vm)r}$$

Definimos la atenuación anelástica como $\gamma = -b/2mv$ por lo que la amplitud decrece como $A(r) = Ae^{-\gamma r}$. Resumiendo las ideas anteriores: podemos diferenciar la expansión geométrica del frente de ondas de la atenuación intrínseca, en que la primera es descrita por la teoría de las ondas elásticas, y puede aumentar o disminuir la amplitud de la onda mediante una redistribución de energía dentro del campo de ondas, mientras que la anelasticidad reduce la amplitud de las ondas únicamente por pérdidas efectivas de energía en forma de calor por fricción producto de la interacción de las ondas elásticas con el medio.

1.1. Métodos empíricos para el cálculo de la atenuación

Los métodos empíricos para el cálculo de la atenuación tienen como principal característica tanto su simpleza teórica como la puesta en práctica. Básicamente pueden distinguirse dos formas de abordar el problema:

- **Mediante técnicas Cuasiestáticas** (e.g., estimada mediante la diferencia de fase entre los esfuerzos y las deformaciones al comportamiento anelástico del medio).
- **Mediante técnicas Dinámicas** (e.g., basado en ondas P, S, L_g y coda).

Este trabajo se enfoca exclusivamente en las técnicas dinámicas que por lo general son la elección más usual y simple en aplicación. Es indispensable mencionar que el empleo de un método u otro origina resultados diferentes, no siempre comparables directamente.
En el campo de la atenuación sísmica, que implica el estudio en campo próximo, se emplea el análisis de movimientos fuertes de forma predominante. Este análisis precisa el empleo de acelerógrafos, en lugar de sismógrafos, o bien,

en los últimos años, de estaciones de banda ancha -tanto en los canales de aceleración como de velocidad-.
Veamos brevemente en qué consiste el estudio de movimientos fuertes en el estudio de atenuación mediante parámetros dinámicos.
Los estudios se realizan a partir de acelerogramas o sismogramas de banda ancha; se trata por lo tanto, de registros de campo próximo o distancias relativamente pequeñas en comparación con el tamaño de la fuente. En este tipo de estudios se suele determinar la disminución de la amplitud con la distancia a la fuente de uno o varios de los siguientes parámetros:

- **Amplitud máxima ($A_{\text{máx}}$, $V_{\text{máx}}$, $D_{\text{máx}}$)**. Aportan información sobre el decaimiento del valor máximo con la distancia.

- **Amplitud espectral (en principio, de la aceleración)**. Estos resultados son especialmente útiles, ya que informan sobre el comportamiento de la atenuación para cada frecuencia, con lo que se obtiene tanto información sobre el carácter de la fuente (espectro de Fourier) como para su aplicación a edificaciones (espectro de respuesta, espectro viscoelástico, etc). A partir de la variación de la amplitud se obtiene el factor de calidad del medio y su dependencia con la frecuencia.

Llegados a este punto se hace necesario definir el marco bajo el cual un estudio de atenuación realizado a partir de técnicas dinámicas presta utilidad y qué clase de resultados se puede obtener de ellos.
Los estudios de atenuación tienen como finalidad principal poder predecir dentro de un margen de error (σ), el movimiento del suelo producido por un terremoto en el área más próxima al epicentro, donde por lo general se registran los mayores daños (área que rara vez supera los 400-600 km del radio respecto del epicentro).
Se sabe que la amplitud de una onda cualquiera sea su naturaleza (elástica, electromagnética, etc) no decae de igual modo para las altas frecuencias que para las bajas. En ingeniería sísmica el rango frecuencia de interés está en

los 0.1-30 Hz ya que las frecuencias de resonancia de la mayoría de las edificaciones se encuentran comprendidas en dicho intervalo y resulta lógico sea precisamente dentro de los rangos de distancia y frecuencia citados donde se lleven a cabo estos trabajos.
En la práctica el intervalo de frecuencia elegido no solo queda delimitado por las razones anteriormente expuestas, sino por las complejidades que se presentan al trabajar bajo los 0.1 Hz producto del ruido sísmico de gran periodo, las fuentes artificiales de actividad humana, etc. Mientras que sobre los 30 Hz (y en la práctica generalmente por encima de 15-20 Hz) la denominada frecuencia máxima $f_{\text{máx}}$ impide la extensión de este tipo de estudios a frecuencias mayores, ya que $f_{\text{máx}}$ impone un límite de registro de altas frecuencias dado por las características del instrumento empleado, en concreto por la frecuencia de Nyquist, f_N, que es precisamente la mitad de la frecuencia de muestreo usada.

1.2. Relaciones de atenuación y Análisis de regresión.

Una relación de atenuación, o un modelo de movimiento del suelo como los sismólogos prefieren llamarle, es una expresión matemática que relaciona un parámetro específico del movimiento del suelo ($A_{\text{máx}}$, $V_{\text{máx}}$, $D_{\text{máx}}$, etc.) con uno o más parámetros de un terremoto. Estos parámetros sismológicos caracterizan cuantitativamente la fuente del terremoto, la propagación de la trayectoria seguida por la onda entre la fuente y la estación, perfiles geológicos del sitio y el suelo (Campbell, 2003).
En su forma más fundamental, una relación de atenuación puede ser descrita por una expresión de la forma

$$Y = c_1 e^{c_2 M} R^{-c_3} e^{-c_4 r} e^{c_5 F} e^{c_6 S} e^{\epsilon} \tag{1.1}$$

o escrita de forma logarítmica

$$\ln Y = c_1 + c_2 M - c_3 \ln R - c_4 r + c_5 F + c_6 S + \epsilon \tag{1.2}$$

donde "ln" representa el logaritmo natural (log de base e), Y es un parámetro del movimiento del suelo de interés, e.g.: aceleración máxima del suelo (PGA) o velocidad; respuesta espectral (horizontal o vertical). M es la magnitud del sismo, de preferencia la magnitud de momento M_w o su equivalente en el rango apropiado (e.g., M_S, M_L), r una medida de la distancia fuente-estación (e.g., distancia epicentral (r_{epi})), F es un parámetro que caracteriza el tipo de falla, S un parámetro que caracteriza las condiciones locales del sitio, ϵ es el término de error aleatorio con media cero y desviación estándar igual a la estimación del error estándar de $\ln Y$ ($\sigma_{\ln Y}$), y R es el término de distancia a menudo dado por una de las siguientes formas alternativas

$$R = \begin{cases} r + c_7 e^{c_8 M} & \text{ó} \\ \sqrt{r^2 + \left[c_7 + e^{c_8 M}\right]^2} \end{cases} \tag{1.3}$$

De manera alternativa, los coeficientes de regresión c_3, c_6 y c_7 pueden ser definidas como funciones de M y R.
Las relaciones matemáticas de las ecuaciones (1.1) a (1.3) tienen sus raíces en la sismología de terremotos (*e.g.,* Lay y Wallace, 1995).

- El término c_1 es por lo general, una constante que ajusta la escala de la regresión con algunas constantes teóricas.

- Los términos $Y \propto e^{c_2 M}$ y $\ln Y \propto c_2 M$ cuantifican la influencia del tamaño del terremoto sobre la amplitud del movimiento esperado y son consistentes con la definición de magnitud de un terremoto que Richter (1935) originalmente definió como el logaritmo de la amplitud del movimiento del suelo.

- Las expresiones $Y \propto R^{-c_3}$ y $\ln Y \propto -c_3 \ln R$ son consistentes con la expansión geométrica del frente de onda al propagarse desde la fuente. Algunas relaciones ajustan c_3=1, el cual es un valor teórico para la disminución de la amplitud conforme aumenta la distancia desde una fuente puntal en un semiespacio (representaría un frente de ondas esférico, propio de las ondas internas o de cuerpo). Si c_3=0.5, el término representa un frente de onda cilíndrico correspondiente a las ondas superficiales. Si no se restringe en el análisis de regresión, c_3, será típicamente mayor que uno. A veces c_3 varía como una función de la distancia que considera las tasas de atenuación de diferentes tipos de onda (e.g., ondas directas versus ondas superficiales) y reflexiones críticas en la base de la corteza (e.g., el Moho).

- Las relaciones $Y \propto e^{-c_4 r}$ y $\ln Y \propto -c_4 r$ son consistentes con la atenuación anelástica causadas por el amortiguamiento del material y la dispersión de las ondas sísmicas que se propagan a través de la corteza.

- La relación entre Y y los parámetros restantes se ha establecido los últimos años a partir de observaciones del movimiento del suelo y estudios teóricos.

Las relaciones matemáticas definidas en la ecuación (1.3) se utilizan para modelar el movimiento del suelo a periodos cortos, donde el movimiento es menos dependiente de la magnitud cerca de la falla. Schnabel y Seed (1973) fue el primer modelo para este comportamiento teórico a través del uso de relaciones geométricas. A partir de allí, se han obtenido modelos teóricos para fuentes finitas (*e.g.,* Anderson, 2000), siendo Campbell (1981) uno de los primeros investigadores en intensificar y modelar este comportamiento de manera empírica.

Ya sea a partir de observaciones empíricas o "datos teóricos", todas las relaciones de atenuación se derivan de un procedimiento que consiste en un ajuste estadístico conocido como análisis de regresión. Este análisis es utili-

zado para determinar la mejor estimación de los coeficientes c_1 hasta c_8 en las ecuaciones (1.1) y (1.3) usando un procedimiento que puede ser mediante el uso de mínimos cuadrados o máxima verosimilitud. Tradicionalmente, hay otros tres métodos diferentes utilizados para llevar a cabo este análisis: (1) regresión por mínimos cuadrados ponderados, introducido por Campbell (1981); (2) método de regresión de dos pasos de Joyner y Boore (1981) y el método mejorado por Joyner y Boore (1994); (3) regresión de efectos aleatorios, introducido por Brillinger y Preisler (1984). Cada uno de estos métodos tiene sus fortalezas y debilidades, pero tienen un objetivo común: la reducción de tendencias producto de la distribución no uniforme de los datos con respecto a la magnitud, distancia y otros parámetros sísmicos.

Es necesario destacar que no todos los estudios de atenuación determinan en su totalidad las constantes mencionadas. Este tema se abordará con mayor profundidad en el capítulo 3 de este trabajo.

Capítulo 2

Metodología

En el presente capítulo se exponen las consideraciones necesarias para derivar las ecuaciones de atenuación. Para ello se ha organizado en dos etapas: la primera de ellas comenta los cuestionamientos usuales que surgen al momento de desarrollar dichas ecuaciones: ¿cuál será el área de estudio?, ¿cuál será la base de datos con la que se va a trabajar y qué características tiene, ¿cuáles serán las variables dependientes e independientes?.
En la segunda etapa se expone el procedimiento para la adquisición y procesamiento de los datos sísmicos.

2.1. Etapa 1

2.1.1. Área de estudio

El área de estudio corresponde a la zona centro-sur de Chile comprendida entre los paralelos 32.5ºS y 38.5ºS que fue afectada el año 2010 por el terremoto de magnitud M_w 8.8 el 27 de Febrero de 2010.
Este sismo fue bien registrado por los receptores de GPS, GPS continuos y acelerógrafos, lo que ha permitido tener un buen control de datos de campo cercano. La distribución de réplicas al día 28 de Febrero indicó que la zo-

na activa sísmicamente consiste en una ruptura ∼630 km de largo que se extiende desde la fosa chilena hasta ∼60 km de profundidad bajo el área continental.
Al igual que durante el gran terremoto de Valdivia de 1960 (Cifuentes, 1989) para el terremoto del Maule no se observaron réplicas de gran magnitud (M>8.0), las réplicas mayores ocurrieron a las pocas horas del sismo principal y fueron de magnitudes alrededor M_w 7.0.
El terremoto del Maule constituye el sismo más grande registrado instrumentalmente en Chile en los últimos 50 años, solamente superado por el terremoto de Valdivia de 1960 (M_w 9.5), uno de los más grandes registrados en el mundo.

2.1.1.1. Estaciones temporales IMAD y el Catálogo de Lange

Como respuesta al terremoto del Maule, un equipo de sismólogos de Chile, Francia, Alemania, Reino Unido y Estados Unidos, se movilizaron y coordinaron recursos para instalar una densa red temporal de estaciones bautizada como IMAD (por sus siglas en inglés *International Maule Aftershock Deployment*) con el fin de monitorear la actividad sísmica asociada a este gran terremoto. Con un total de 194 instrumentos, 91 de banda ancha, 48 de periodo corto y 25 acelerómetros, las estaciones IMAD[1] fueron asentadas por todo el área de ruptura entre los 32.5ºS y 38.5ºS. La mejor cobertura de las estaciones se alcanzó entre el 1 de Abril y el 1 de Julio de 2010 con más de 130 estaciones en funcionamiento. El espaciado entre estaciones fue de ~ 30 km lo que brindó una buena resolución de las coordenadas hipocentrales, incluyendo la profundidad (Lange *et al.*, 2012).
El despliegue de IMAD captura una de las mejores secuencias de réplicas jamás registradas siendo sólo superada por las secuencias del terremoto de Tōhoku de 2011.

[1]Para más detalle se recomienda ver el apéndice A.1.

A partir de los datos obtenidos de IMAD se han realizado una serie de estudios de localización de réplicas (Lange *et al.*, 2012; Rietbrock *et al.*, 2012) basados en modelos de velocidad quasi-2D. Este trabajo utiliza el catálogo[2] de réplicas de Lange *et al.,* (2012). El catálogo lista eventos con magnitudes M_w entre 0.9 y 5.5 que fueron obtenidos mediante un algoritmo de detección automática.
El catálogo presenta en detalle la sismicidad post-sísmica a largo de toda el área de ruptura y puede ser solicitado por correo electrónico a su autor.

2.1.2. Variables

2.1.2.1. Variables dependientes

Cuando se desea obtener una relación de atenuación, lo primero que se debe decidir es qué variable se va a predecir. Existen diversos parámetros que describen características diferentes del movimiento del suelo (i.e., amplitud, contenido de frecuencias y duración). Los parámetros de amplitud son la forma más habitual de describir el movimiento del suelo a partir de una serie de tiempo ya sea de aceleración, velocidad o desplazamiento. Entre los parámetros de amplitud se encuentran aquellos que miden valores máximos: La aceleración máxima del suelo o PGA por sus siglas en inglés *Peak Ground Acceleration*, la velocidad máxima del suelo (PGV) y el máximo desplazamiento del suelo (PGD). PGA suele ser la elección más usual (y también la elegida en este trabajo), pero existen otros parámetros que describen el contenido en frecuencias (Espectro de Fourier (Trifunac, 1976; McGuire, 1978), respuestas espectrales de diversas fuentes (McGuire, 1974; Trifunac y Anderson, 1978; Joyner y Boore, 1982)). Antes de continuar, es necesario explicar la elección de PGA como parámetro a predecir. Éste, es un descriptor del movimiento del suelo de corto periodo que es proporcional a la fuerza. Es el más utilizado porque los códigos de construcción actuales especifican la

[2]Se presenta un extracto del catálogo de Lange *et al.,* 2012 en el apéndice A.

fuerza horizontal que deben ser capaces de resistir los edificios durante un terremoto ya que el daño en las infraestructuras se relaciona con la velocidad y la aceleración sísmica, y no con la magnitud del evento.

Una vez seleccionada la variable a predecir se debe determinar la manera en que ésta va a ser tratada: los movimientos del suelo usualmente son registrados en tres componentes ortogonales, siendo los movimientos en el plano horizontal los que prestan mayor significado en ingeniería sísmica que los movimientos en la dirección vertical. Por esta razón, son muchos los estudios que consideran únicamente los movimientos horizontales.
Para las componentes horizontales los tres enfoques más comunes son:

- Utilizar la más grande de las componentes horizontales.
- Usar ambas componentes horizontales.
- Usar el promedio de ambas componentes horizontales.

Es preciso mencionar que en este trabajo se optó por trabajar tanto con las componentes verticales como las horizontales. El método escogido para tratar las componentes horizontales fue utilizar la más grande ellas. Para la aceleración horizontal máxima (PHA) este enfoque otorga valores de aceleración máxima que son sistemáticamente mayores que el tercer[3] enfoque en alrededor de un diez por ciento (Joyner y Boore, 1982). Para la aceleración vertical máxima (PVA) se tomará el valor máximo absoluto.

2.1.2.2. Variables independientes

Las predicciones del movimiento del suelo son muchas veces una función de las variables independientes tales como el tamaño del terremoto, la distancia entre la fuente-estación, los efectos de sitio y el mecanismo focal del terremoto.

[3] Y presumiblemente el segundo (Joyner y Boore, 1993).

La medida del tamaño de un terremoto se expresa universalmente por su magnitud, sin embargo, la diversidad de escalas de magnitud puede acarrear confusiones, especialmente a la hora de comparar diversos modelos. Algunas de las escalas de magnitud más comunes utilizadas en relaciones de atenuación son la magnitud de momento (M_w), magnitud de ondas superficiales (M_S), magnitud de ondas de cuerpo de periodo corto (m_b), magnitud local (M_L), magnitud de ondas L_g (m_{L_g} o m_N) y magnitud JMA (M_J) (Campbell, 2003). Hay una clara tendencia para todas las escalas (con excepción de la magnitud de momento) de alcanzar un valor límite (saturación) cuando el tamaño del terremoto aumenta. Cualquiera que sea la escala usada, es importante establecer una elección y ser consistentes con su uso. En este trabajo se opta por la magnitud de momento (Hanks y Kanamori, 1979) porque esta corresponde a una propiedad física bien definida de la fuente (Bolt, 1993). Además, la tasa de ocurrencia de sismos de diferentes magnitudes de momento, se puede relacionar directamente con las tasas de deslizamiento en las fallas (Brune, 1968; Anderson, 1979; Molnar, 1979).
Una vez especificada el tipo de magnitud a utilizar, la siguiente variable independiente es la distancia fuente-estación, o simplemente distancia, la cual se utiliza para caracterizar la disminución de la amplitud conforme las ondas se alejan de la fuente sísmica. Las medidas de distancia se suelen agrupar en dos grandes categorías dependiendo de si se trata la fuente de un terremoto: como una fuente puntual, o finita. La elección de una en particular va a depender de los datos disponibles y la aplicación que se les dará a los mismos. A continuación se presenta una breve descripción de las medidas de distancia comúnmente utilizadas en las relaciones de atenuación.

- **Medidas de distancia para una fuente puntual**
  Las medidas de distancia para una fuente puntual, incluyen las distancias: epicentral (r_{epi}) e hipocentral (r_{hypo}). La distancia hipocentral es la distancia entre la fuente del sismo y un punto sobre la superficie de la Tierra, mientras que la distancia epicentral es la distancia medi-

da sobre a superficie de la Tierra entre un punto de observación y el epicentro del sismo. En términos generales, podemos señalar que r_{epi} y r_{hypo} se constituyen como insuficientes respecto de terremotos con áreas de ruptura extensas. Ello pues, por su utilización, se encuentran destinadas a la caracterización de sismos de pequeña magnitud, que pueden ser representados razonablemente, por una fuente puntual; y en su caso, para este fin, respecto de grandes terremotos, cuando el plano de ruptura de la falla no puede ser identificado por terremotos pasados, o modelos para terremotos futuros. La experiencia demuestra, que las relaciones de atenuación que utilizan medidas de fuentes puntuales, no deben ser utilizadas para estimar los movimientos de la Tierra originados por terremotos grandes; sino más bien, única y exclusivamente, cuando no existan otros medios disponibles que puedan satisfacer tales relaciones.

- **Medidas de distancia para una fuente finita**
  Debido a que las superficies de ruptura pueden extenderse a lo largo de decenas de kilómetros, muchas veces el hipocentro de los sismos no puede ser identificado con facilidad, por este motivo es necesario el uso de distancias para fuentes finitas. En la práctica hay tres medidas comúnmente utilizadas: r_{jb}, la distancia horizontal más cercana a la proyección vertical del plano de ruptura, introducido por Joyner y Boore (1981); r_{rup}, la distancia más corta al plano de ruptura, introducido por Schnabel y Seed (1973); y r_{seis}, la distancia más corta a la parte sismogénica del plano de ruptura presentada por Campbell (1987,2000). En palabras breves estas distancias son para terremotos de gran magnitud y no se aplican para fines de este trabajo, donde se consideran réplicas de magnitud relativamente bajas del catálogo de Lange *et al.,* (2012).

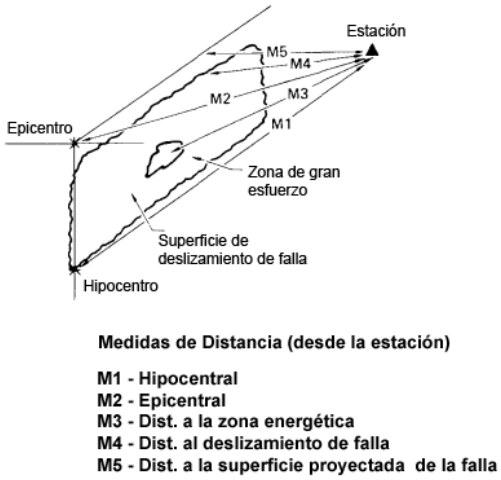

Figura 2.1: *Medidas de distancia utilizadas en relaciones de atenuación (de Shakal y Bernreuter, 1981).*

La respuesta del sitio es otra variable independiente que muchas veces se suele incluir en los modelos de atenuación. Ésta describe las condiciones locales de los materiales que están directamente debajo el sitio. Para tal efecto se emplea una clasificación binaria con el fin de distinguir la composición y tipo de roca, que puede relacionarse directamente con la dinámica del sitio a partir de la propagación vertical de las ondas de cuerpo o la propagación horizontal de las ondas de superficie (Campbell, 2003). La inclusión del efecto de sitio permite reducir la variabilidad en los movimientos predichos por un modelo de atenuación (Joyner *et al.,* 1981; Rogers y Tinsley, 1992). Llegados a este punto, podemos proceder a la etapa 2 (o etapa práctica) que consiste en la adquisición y procesamiento mismo de los datos utilizando programas especializados de sismología.

2.2. Etapa 2: Adquisición y procesamiento de los datos

2.2.1. Adquisición de los datos

Tal y como se mencionó en la introducción de este trabajo, para la obtención de fórmulas de atenuación para la zona centro-sur de Chile se dispone del catálogo de réplicas de Lange. Este catálogo cuenta con un total de 20189 eventos locales, número que fue acotado a ∼2000 por las siguientes razones:

- El primer motivo que salió a la palestra se sustentó bajo un fundamento meramente técnico: trabajar con un número tan grande de eventos implica un gran costo operacional (tener a disposición un computador con gran capacidad de memoria y velocidad; tiempo para procesar los datos) que para fines de una habilitación profesional no era posible costear.

- La segunda razón surgió al acotar el área de estudio. Al graficar los réplicas con Generic Mapping Toolkit[4] (Wessel y Smith, 1998), considerando la magnitud y profundidad, se pudo visualizar la distribución espacial de los mismos. Se optó por trabajar con sismos superficiales (profundidad máxima de 40 km) que bordean el área de ruptura, en que están instalados los instrumentos de la red de estaciones IMAD.

A pesar de disminuir drásticamente el número de eventos, trabajar ∼2000 sismos sigue siendo complejo en lo referente al procesamiento de los datos. El área de estudio fue dividida en cuatro cuadrantes por las siguientes razones: en primer lugar, se desea obtener una distribución de réplicas lo más homogénea posible y segundo, observar si las relaciones de atenuación varían considerablemente entre cuadrantes. En caso de no existir diferencias significativas entre las cuatro subáreas, terminado el tratamiento de los datos por

[4]De aquí en adelante se abreviará por sus siglas GMT.

cuadrante (ver secciones 2.2.2.1, 2.2.2.2, 2.2.2.3, 2.2.2.4 y 2.2.2.5), los datos vuelven a agruparse con el fin obtener relaciones de atenuación generales, tanto para las componentes horizontales como verticales. A partir de los subcatálogos (uno para cada cuadrante) se procede a la adquisición de los datos sismológicos mediante el mecanismo más común utilizado por la comunidad sismológica internacional para la obtención de datos de la Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS), conocido como BREQ_FAST (ver figura 2.3). Éste consiste en una solicitud[5] que se envía por correo electrónico y que permite a los usuarios solicitar datos en volúmenes SEED[6]. Los volúmenes SEED son archivos binarios que constan de dos partes: un dataless y los datos propiamente tal. El dataless es un volumen que contiene únicamente metadatos[7] de las series de tiempo, en éste se incluye la respuesta de los instrumentos, sus coordenadas geográficas, tipo de compresión, etc. Los datos en sí, no están diseñados para el procesamiento. Lo que comúnmente se hace es convertirlos a otro formato de salida en combinación con el dataless utilizando el programa rdseed[8] de IRIS.

En el anexo B.1 se explica con más detalle la elaboración de una solicitud BREQ_FAST. En este trabajo la solicitud de las series de tiempo se hizo en formato miniSEED (datos crudos), los cuales fueron descargados vía FTP y almacenados en sus respectivas carpetas (una por cuadrante). Como se men-

[5]Para más detalle sobre la adquisición de datos sismológicos se recomienda revisar los apéndices B, B.1 y B.2.

[6]Si bien SEED es el formato de distribución estándar para el intercambio de datos en la comunidad sismológica internacional, IRIS también distribuye datos en un formato llamado miniSEED el cual es un subconjunto de SEED y que lo diferencia del primero en poseer un archivo de metadatos asociado mucho más limitado.

[7]Por definición el dataless no contiene datos en el sentido de que no se incluye información sobre la forma de la onda, únicamente contiene los encabezados de las series de tiempo.

[8]El programa rdseed lee e interpreta los archivos en formato SEED. El programa cuenta con una serie de comandos que permiten al usuario extraer los datos a otro tipo de formato, corregir la información de los header en SAC, entre muchas otras opciones. Para más información se recomienda visitar el sitio en la red http://www.iris.edu/dms/nodes/dmc/manuals/rdseed/.

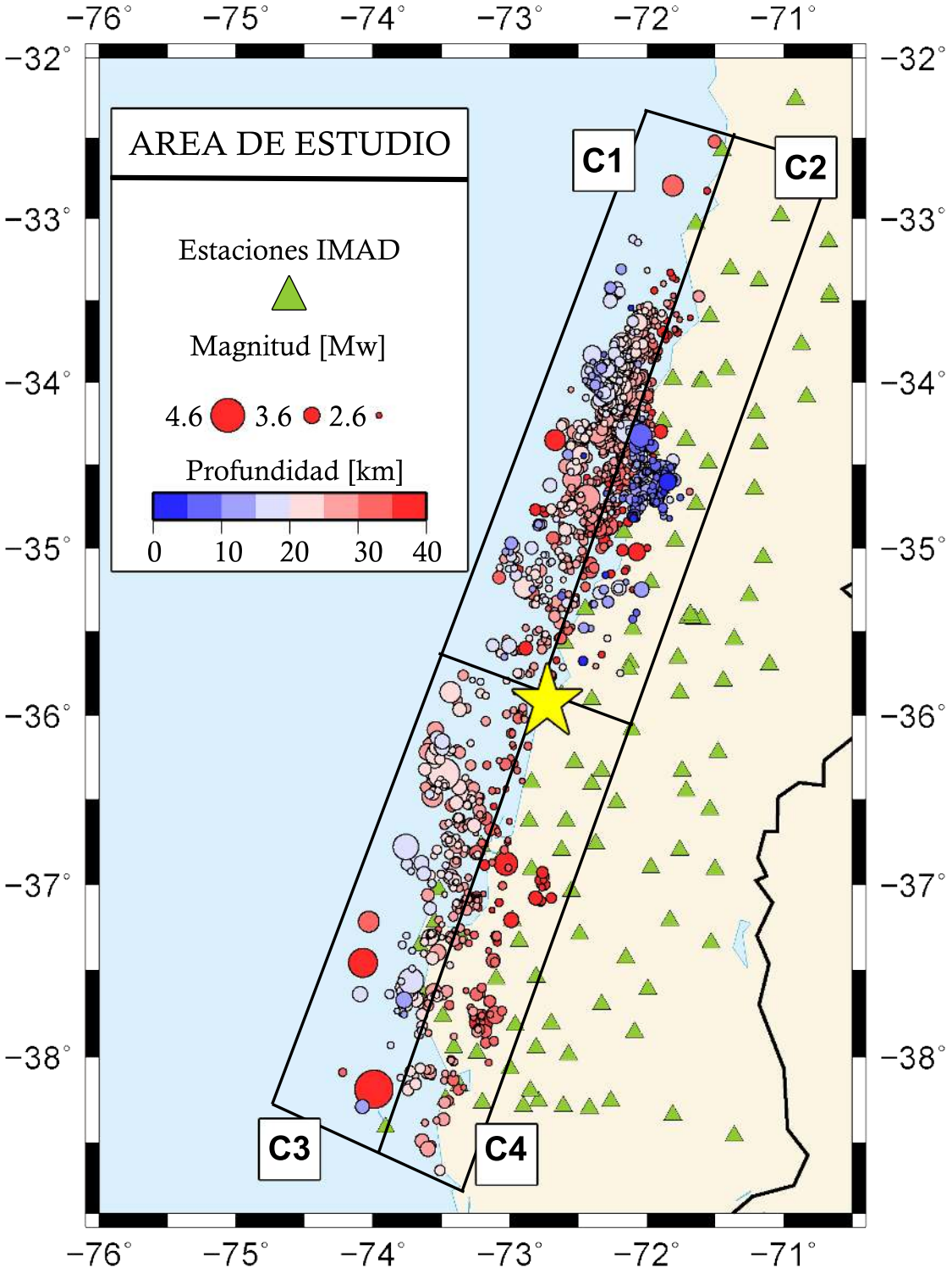

Figura 2.2: *Área de estudio. El área fue dividida en cuatro cuadrantes (C1 a C4), con la intención de homogeneizar la distribución de las réplicas. Terminado ese proceso se reagrupan los datos con el fin obtener las ecuaciones predictivas de PGA para la zona centro-sur de Chile.*

cionó en el párrafo anterior, los datos debieron ser exportados a un nuevo formato (en este caso .SAC) utilizando el programa rdseed.

```
.NAME Maria Jose Vera
.INST University of Concepcion
.MAIL Dept of Geophysics, University of Concepcion, Concepcion, Chile
.EMAIL geofyss@gmail.com
.PHONE +56-041-2979525
.FAX +56-041-2220104
.MEDIA FTP
.ALTERNATE MEDIA EXABYTE - 2 gigabyte
.LABEL LC1_LANGE.BREQfast
.END
L001 3A 2010 03 18 19 25 16.0 2010 03 18 19 30 16.0 3 HHZ HHE HHN
L001 3A 2010 03 20 01 11 16.0 2010 03 20 01 16 16.0 3 HHZ HHE HHN
L001 3A 2010 03 20 14 54 56.0 2010 03 20 14 59 56.0 3 HHZ HHE HHN
L001 3A 2010 03 20 17 37 48.0 2010 03 20 17 42 48.0 3 HHZ HHE HHN
L001 3A 2010 03 21 18 55 45.0 2010 03 21 19 00 45.0 3 HHZ HHE HHN
L001 3A 2010 03 21 19 16 31.0 2010 03 21 19 21 31.0 3 HHZ HHE HHN
```

Figura 2.3: *Ejemplo de archivo BREQFAST. Las diversas líneas que identifican al solicitante son precedidas por un .TAG tales como .NAME .MAIL, etc. Estas líneas de datos comienzan con el nombre de la estación sísmica, seguida por el código de la estación. La solicitud electrónica se envía a una cuenta tipo* miniseed@iris.washington.edu*, y los datos son regresados de acuerdo al tipo de medio que fue especificado. La mayoría de las solicitudes son transferibles por FTP.*

2.2.2. Procesamiento de datos

2.2.2.1. Cálculo de la distancia epicentral

En la sección 2.1.2.2 se discutieron los tipos de distancia más comunes en el desarrollo de relaciones de atenuación y sus respectivas aplicaciones. Dada las características de los datos (magnitudes pequeñas) se optó por calcular la distancia epicentral r_{epi}.

Como la Tierra es aproximadamente una esfera[9], no es posible calcular la distancia entre dos puntos utilizando la definición clásica de la geometría analítica ya que la distancia más corta entre dos puntos de una esfera no es

[9]En este estudio, se puede considerar la Tierra como una esfera porque las distancias consideradas son menores a 500 km, entonces la elipticidad de la Tierra tiene un efecto mínimo comparado con el error en la localización del epicentro.

una línea recta. En efecto, debido a la curvatura de la geometría, para encontrar la mínima distancia entre dos puntos es necesario utilizar la fórmula de Haversine. Para ello es útil representar la posición de un punto dentro de la esfera como un par coordenado en coordenadas esféricas donde el ángulo λ representa la latitud y el ángulo ϕ la longitud.
Si llamamos R al radio de la Tierra y al punto donde se localiza la fuente como"EQ" con coordenadas $(\text{latitud}_1 = \lambda_1, \text{longitud}_1 = \phi_1)$ y al punto de coordenadas $(\text{latitud}_2 = \lambda_2, \text{longitud}_2 = \phi_2)$ donde se encuentra la locación de una estación sismológica como "STA", la distancia d más corta entre ellos (como muestra la figura 2.4) está dado por la fórmula del *semiverseno* (o Haversine):

$$haversine\left(\frac{d}{R}\right) = haversine(\phi_1 - \phi_2) + \cos\phi_1 \cos\phi_2 haversine(\lambda_1 - \lambda_2), \tag{2.1}$$

donde la función $haversine(\theta) = \sin^2(\theta/2)$. Para cada evento-estación se calcula esta distancia.

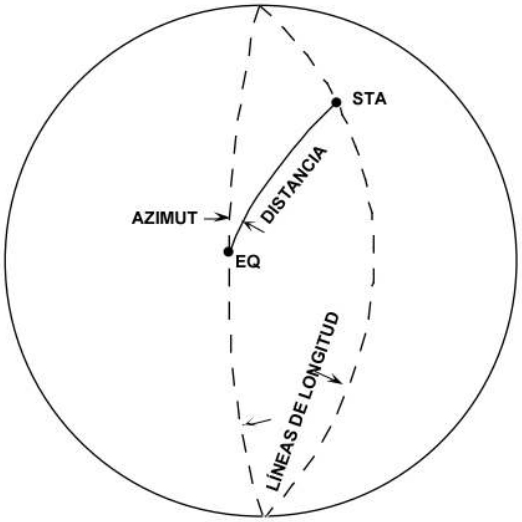

Figura 2.4: *Esquema distancia entre dos puntos sobre la Tierra esférica.*

2.2.2.2. Programas utilizados

Llegados a este punto de la metodología es necesario realizar una breve descripción de los programas utilizados para el tratamiento de las señales.
SAC (Goldstein y Snoke, 2005) es una plataforma desarrollada para el manejo de series de tiempo, especialmente para el análisis y representación gráfica de eventos sísmicos. Entre las principales herramientas con las este programa cuenta, se encuentran: el cálculo de operaciones aritméticas, extracción de la respuesta del instrumento, filtros y estimación de fases sísmicas requeridas. El programa fue desarrollado por el Laboratorio Nacional Lawrence Livermore (California) en cooperación con IRIS.
Otro programa utilizado fue TauP (Crotwell, Owens y Ritsema, 1999). Éste programa calcula los tiempos de viaje teóricos de las ondas sísmicas a partir de la selección de un modelo de velocidad (*e.g.,* Iasp91 (Kennett y Engdahl, 1991), PREM (Dziewonski y Anderson, 1984), ak135 (Kenneth, Engdahl y Buland, 1995), jb (Jeffreys y Bullen, 1940)) e información de la distancia fuente-estación y profundidad.

Para los fines de este trabajo, los datos crudos deben ser transformados a un sistema de medidas de la aceleración en unidades SI. El proceso se efectuó mediante el uso de los archivos de polos y ceros de los instrumentos que registraron los eventos.
Resulta imprescindible en el tratamiento de datos sismológicos la limpieza de las señales. Este proceso incluye: eliminar el promedio y la tendencia lineal de las series de tiempo y aplicar un taper (función envolvente empleada para suavizar los efectos de borde)[10].
El proceso previamente descrito se realizó en una primera instancia para datos crudos (sin filtrar). Este procedimiento se repite filtrando las señales en el rango de frecuencias 0.2-0.5 Hz y 5-20 Hz.

2.2.2.3. Identificación de las fases sísmicas de interés y sus respectivos tiempos de llegada.

Los sismogramas registrados a distancias $r_{\text{epi}} \leq 15^{\text{o}}$ son dominados por las ondas S, ricas en altas frecuencias, que han viajado por diferentes trayectorias a través de la corteza y el manto superior de la Tierra. Estas son identificadas por símbolos especiales como "fases de la corteza". P_g y S_g, por ejemplo, viajan de manera directa desde una fuente en la corteza superior o intermedia a la estación, mientras que las fases PmP y SmS han sido reflejadas, y las fases P_n y S_n han sido críticamente refractadas por debajo de la discontinuidad del Moho (ver figura 2.5).

[10]El taper es una función que varía monotónicamente entre cero y uno, y se aplica de manera simétrica tal que la señal es cero para los primeros y últimos puntos de datos e incrementa suavemente a su valor original en un punto interior con respecto a cada extremo. La aplicación de un taper no introduce distorsiones en los valores de amplitud. En este trabajo se aplicó un taper de tipo de *Hanning* y su longitud, al inicio y al final de la señal, fue de 5 % de la longitud total de la ventana. Las series de tiempo fueron cortadas de manera tal que la llegada de la fase sísmica se encuentra más al centro de la ventana.

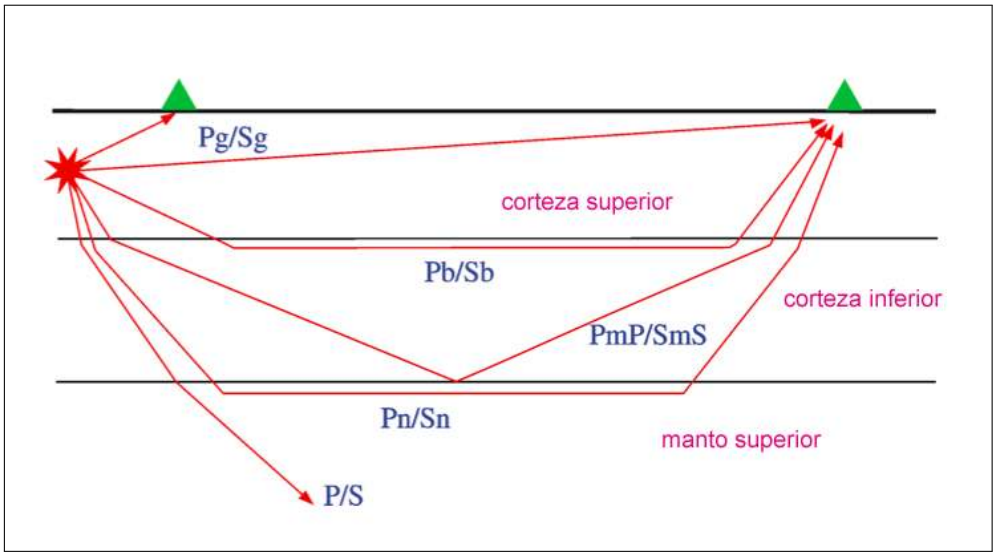

Figura 2.5: *Fases sísmicas de la corteza observadas para una corteza de dos capas para rangos de distancia local y regional* ($0^o \leq\sim 20^o$) *de la fuente sísmica en la corteza superior.*

Para determinar la atenuación de la amplitud del movimiento del suelo se trabaja con la parte más intensa de un sismograma, que como ya se mencionó, corresponde a las ondas S. La idea básica subyace en evaluar como disminuye la parte dominante del sismograma conforme aumenta la distancia epicentral r_{epi} (García, 2001). El tiempo teórico de llegada para estas ondas fue calculado con el programa TauP utilizando el modelo de velocidades Iasp91. En base a los tiempos obtenidos se corrige el tiempo de llegada de las ondas sísmicas sumando al tiempo teórico 60 segundos dado que los sismogramas pedidos a IRIS comienzan su registro un minuto antes del tiempo de origen calculado por Lange *et al.,* (2012). La información queda registrada en el encabezado de los sismogramas. Finalmente se procede marcar la fase sísmica. Primero se mide la fase S_g y si ésta no llega, producto de una distancia epicentral mayor al máximo en que llega esta fase, entonces se registra[11] la fase S_n o la

[11]El punto es tener una fase S registrada (ya sea la S_g, S_n o s en orden de preferencia). Con esa información se puede calcular la aceleración máxima en la vecindad de este

fase s (en orden de llegada) tal como puede apreciarse en la figura 2.6.

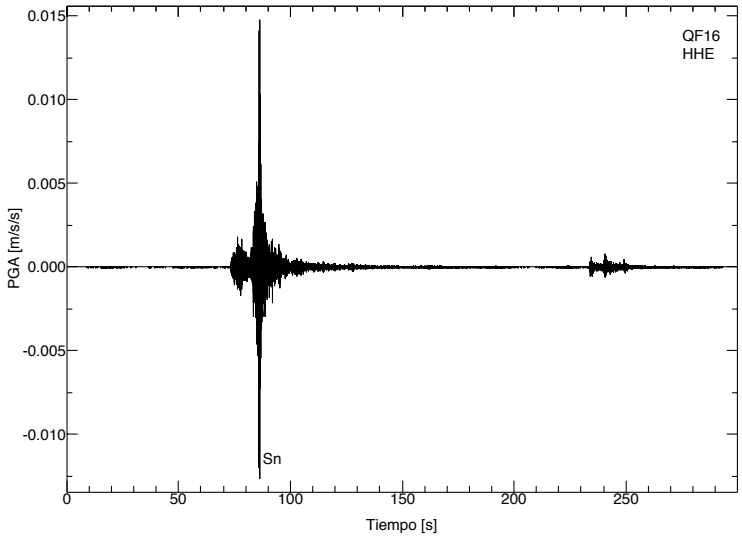

Figura 2.6: *Identificación de fases sísmicas*

2.2.2.4. Cálculo de la aceleración máxima por componente (PGA).

Para un determinado rango de frecuencias se determina la amplitud de la señal (ver cuadro 2.1), tal que de manera automática, gracias a un programa especialmente diseñado, (ver anexo) se mide y se almacenan en los encabezados de los sismogramas el valor máximo absoluto de la amplitud pico a pico (PTP) (ver figura 2.7) para las componentes verticales y horizontales [12]. El valor puntual resultante es identificado como PGA, mientras que la representación gráfica de todos los valores PGA calculados versus la distancia se conoce como distribución de la atenuación. Para distinguir los datos de distinta magnitud en la representación gráfica se utilizan distintos colores con el fin de observar como luce la atenuación (ver figuras 2.8 a la 2.12).

marcador S inicial

[12]Este proceso varía levemente para las componentes horizontales, donde se rotan los ejes y se elige la componente con mayor amplitud.

Frecuencia $[Hz]$	T_{inicial} $[s]$	T_{final} $[s]$	Largo de ventana $[s]$
0.2 - 0.5	-10	30	6
5 - 20	-2	10	0.3

Cuadro 2.1: *Rango de frecuencias*

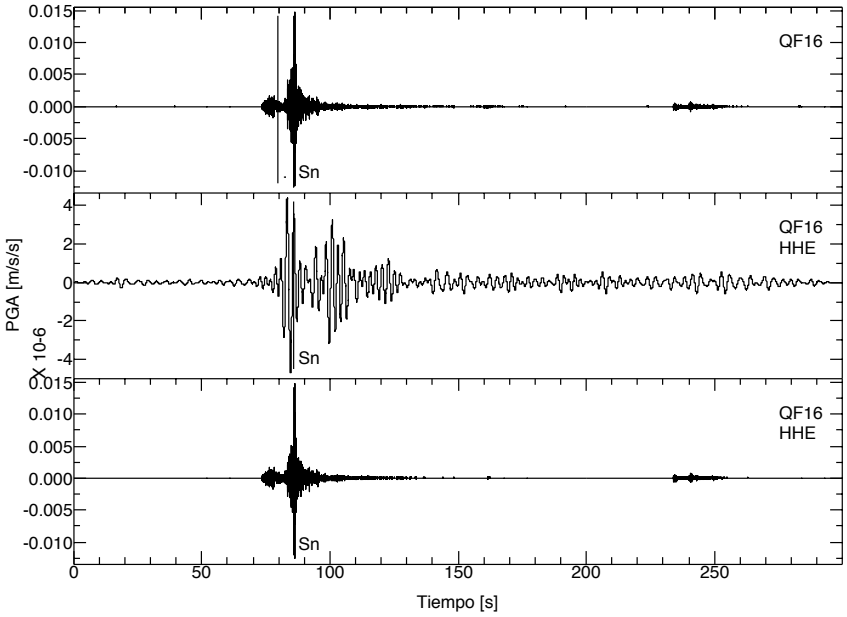

Figura 2.7: *Identificación de fases sísmicas para un mismo evento: (superior) sin filtrar, (centro) filtrado entre 0.2-0.5 Hz y (inferior) 5-20 Hz. Una vez identificada la fase se procede a medir la amplitud asociada y guardarla en el header de los sismogramas. Esta información se exporta a archivos de texto con el fin de representar gráficamente las curvas de atenuación.*

Las curvas de atenuación obtenidas representan la distribución total de la atenuación, es decir, de los cuatro cuadrantes como un solo conjunto. Los colores indican el buen comportamiento que presentan los datos para cada magnitud[13] a pesar de la evidente dispersión observada (en este trabajo,

[13]De existir diferencias importantes, lo que se traduce en una distribución de la atenuación para cada magnitud con respecto a la distancia sin una tendencia definida, el

estos puntos dispersos son llamados valores atípicos u outliers) y que puede explicarse por las razones expuestas en la sección 2.2.2.5.

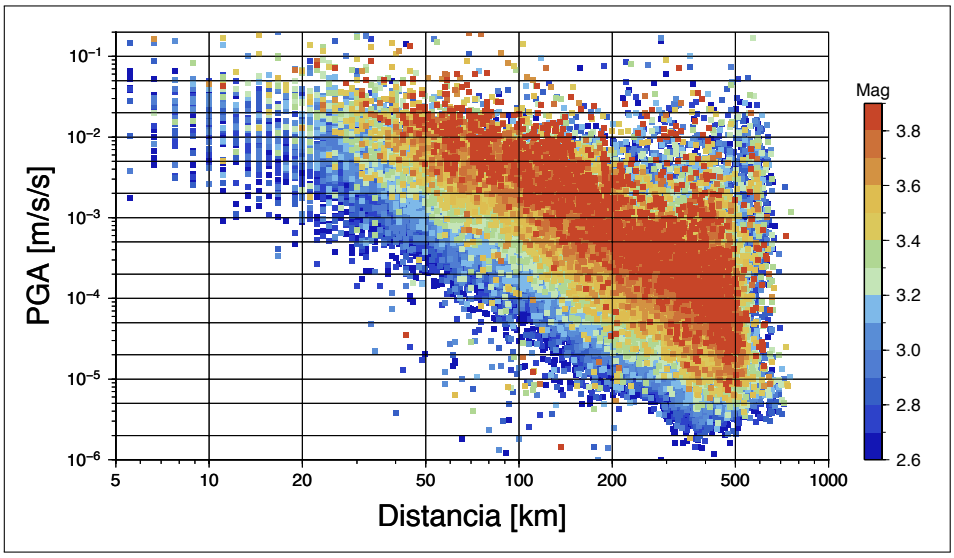

Figura 2.8: *Distribución de la atenuación obtenida para las componentes máximas horizontales sin filtrar.*

tratamiento de los datos debería haber sido modificado, ya que sería incorrecto considerar ese tipo de patrón como un comportamiento promedio de la atenuación en la zona centro-sur de Chile.

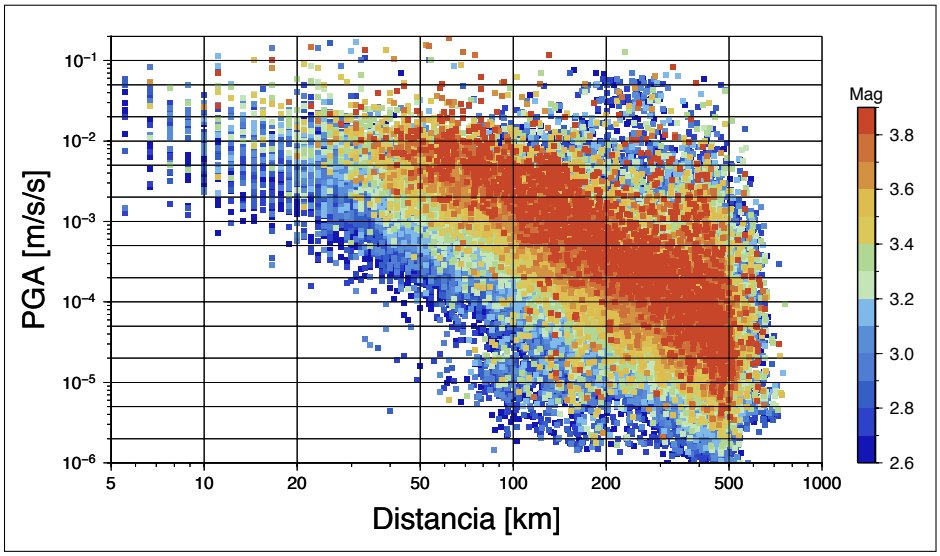

Figura 2.9: *Distribución de la atenuación obtenida para las componentes verticales sin filtrar.*

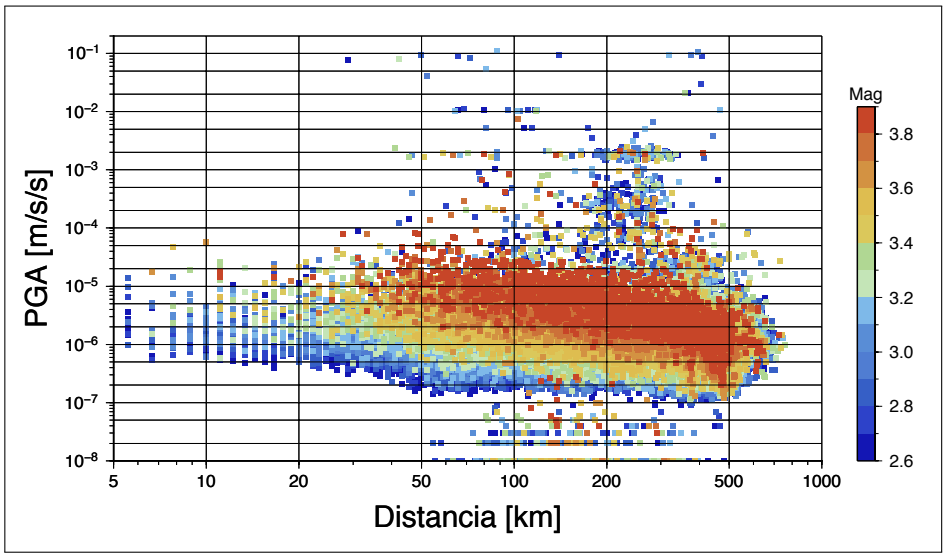

Figura 2.10: *Distribución de la atenuación obtenida para las componentes verticales filtradas entre 0.2 y 0.5 [Hz].*

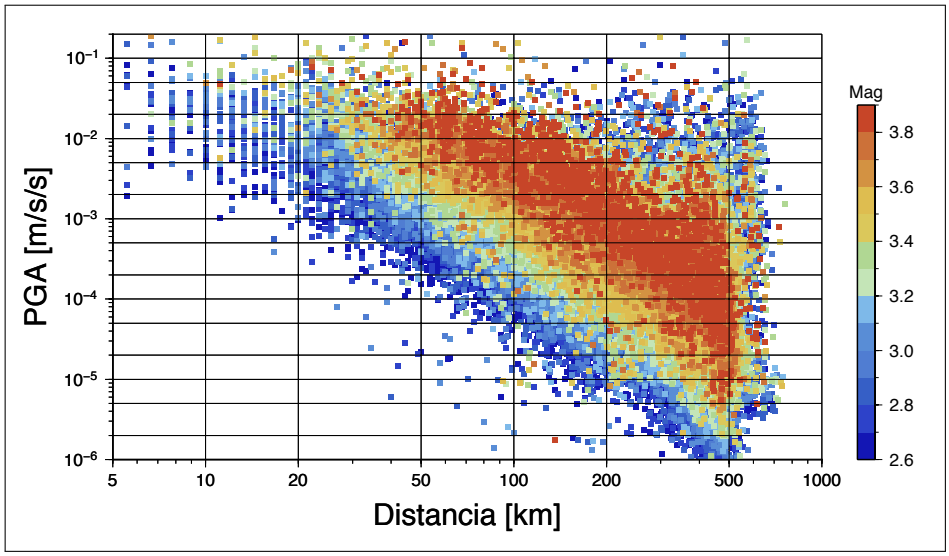

Figura 2.11: *Distribución de la atenuación obtenida para las componentes máximas horizontales filtradas entre 5 y 20 [Hz].*

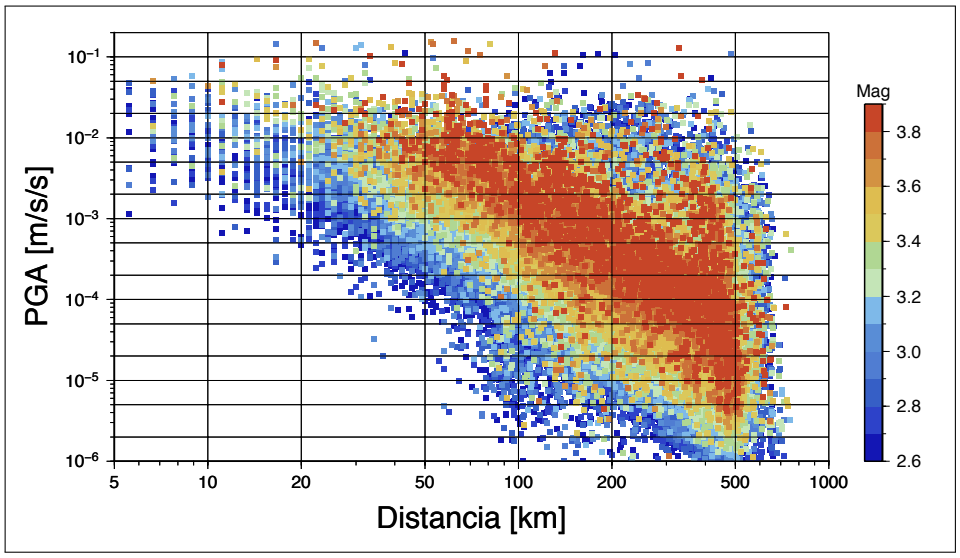

Figura 2.12: *Distribución de la atenuación obtenida para las componentes verticales filtradas entre 5 y 20 [Hz].*

2.2.2.5. Filtrado de valores atípicos

En estadística se conoce como outlier a una observación que se aleja demasiado de las demás. Estos valores atípicos pueden indicar datos anómalos o procedimientos erróneos (el programa diseñado para identificar las fases sísmicas no funciona correctamente en sismogramas puntuales, el instrumento de medición pudo haber sufrido averías transitorias, pérdida de la señal GPS, error en la transmisión de los datos, etc. (figura 2.13)). Sin embargo, en muestras grandes, es muy probable de que exista un porcentaje no menor de estos valores debido a acumulación de errores (y no debido a cualquier condición anómala).

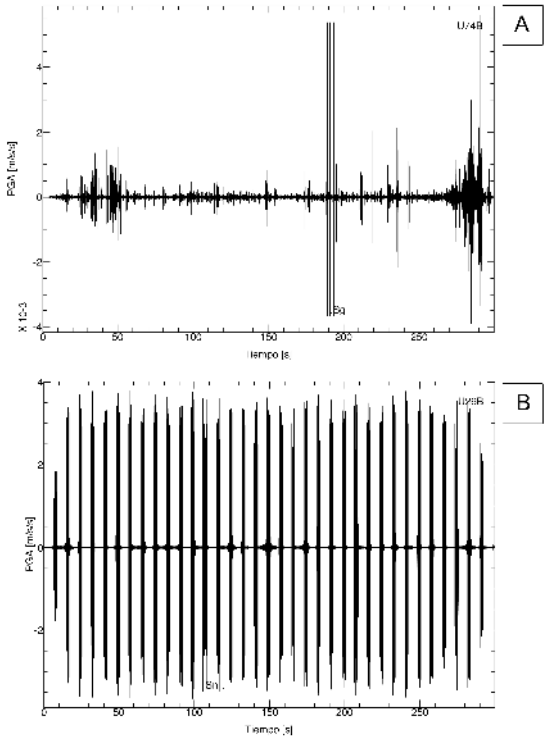

Figura 2.13: *A) El programa no identifica correctamente la fase sísmica requerida y B) Fallo instrumental*

No existe una definición matemática rígida de lo que constituye un caso atípico; determinar si existe o no una observación es en última instancia un ejercicio subjetivo muchas veces ligado a la experiencia adquirida en el procesamiento de datos. La detección de estos valores en modelos suponen que los datos con los que se trabaja tienen un distribución normal y la identificación de estas observaciones anómalas se basan en la media y la desviación estándar. Existen varios métodos estadísticos para estimar los errores producidos por los agentes antes mencionados. Uno de ellos es el método τ modificado de Thompson, el cual se implementó en este análisis.

Método τ modificado de Thompson.

El Método τ modificado de Thompson se utiliza para determinar la existencia de un valor atípico en un conjunto de datos. La fuerza de este método reside en el hecho de que toma en cuenta la desviación estándar de los datos y su media proporcionando una zona de rechazo estadísticamente confiable para verificar si una observación corresponde a un valor anómalo.
Consideremos una muestra de n mediciones de una variable aleatoria x, i.e., $x_1, x_2, ..., x_n$. Para estas mediciones, en primer lugar, calculamos la media ($\bar{x}$) y la desviación estándar (S) del conjunto de datos, seguido de la desviación estándar absoluta para cada punto, obtenida como $\delta_i = |d_i| = |x_i - \bar{x}|$. El dato que tiene el máximo valor de δ_i, se cree que puede ser un dato anómalo. Luego se determina una región de rechazo (valor τ modificado de Thompson) utilizando la siguiente ecuación:

$$\text{Región de rechazo} = \tau = \frac{t_{\alpha/2} n - 1}{\sqrt{n}\sqrt{n - 2 + t^2_{\alpha/2}}}, \tag{2.2}$$

donde n es el número de observaciones y $t_{\alpha/2}$ es un valor crítico de la distribución t-Student, basado en α=0.05 y $(n-2)$ grados de libertad.
De lo anterior puede deducirse que τ es una función del número de datos n en la muestra.

Se utiliza el siguiente criterio para determinar si el valor sospechoso es o no un valor atípico:

- Si $\delta_i > \tau \cdot S$, el dato cae en la zona de rechazo. Es un outlier.
- Si $\delta_i \leq \tau \cdot S$, se mantiene el dato. No es un outlier.

El método τ de Thompson, considera únicamente un valor outlier a la vez (valor con mayor δ_i). Si la observación es considerada un outlier, esta se elimina y el proceso comienza nuevamente. En otras palabras, se vuelve a calcular una nueva media y desviación estándar para la muestra y se busca un posible valor anómalo. Este proceso iterativo se repite hasta no encontrar datos outliers[14].

Es importante en el desarrollo de ecuaciones de predicción del movimiento del suelo la manera en que los datos disponibles serán utilizados para determinar los coeficientes desconocidos en la ecuación (1.2). Es común que los datos no se encuentren uniformemente distribuidos respecto a la distancia y magnitud, y que estén dominados por algunos registros de ciertos terremotos. Para eliminar los datos anómalos en base al método τ de Thompson, se utilizó el siguiente criterio: dividir el rango de distancia epicentral total en pequeños subrangos de ancho $\sim$10 km para luego designar cada registro a una clase[15] en particular (ver figura 2.14). Si cada subrango contiene más de diez eventos se aplica el método de Thompson, de lo contrario es eliminada, por la poca confiabilidad del promedio con tan pocos datos. La idea principal tras este proceso es contar con un número suficiente de eventos para cada subrango y magnitud tal que, a la hora de desarrollar las ecuaciones de predicción para PGA, éstas sean estadísticamente significativas.
Tras la aplicación del criterio estadístico, se elimina entre un diez y un veinte por ciento del total de los datos aproximadamente. El área epicentral fue

[14] El programa en detalle se presenta en el anexo C.

[15] Con clases, hemos de referirnos a las trece carpetas correspondientes a las magnitudes comprendidas en el rango 2.6$\leq M_w \leq$3.9.

acotada a un máximo de 350 km ya que a distancias mayores de 350 km, los eventos de pequeña magnitud producen aceleraciones comparables con el ruido ambiental registrado en las estaciones. Dada la complejidad de aplicar el método estadístico a los datos filtrados en el rango 0.2 y 0.5 Hz se optó por desechar[16] su posterior análisis. Las curvas de atenuación resultantes pueden apreciarse en las figuras 2.15 a la 2.18. La distribución de los datos respecto a su magnitud y distancia se visualiza en las figuras 2.19 y 2.20.

Es muy importante mencionar en este punto, que al final de la aplicación del criterio estadístico τ de Thompson, se espera una variación muy ligera de los valores PGA para una misma distancia y magnitud, debido a las variaciones en los mecanismos focales de los diferentes eventos. Lo que se desea es separar los datos realmente erróneos de la esta variación natural en los valores de PGA.

[16]Los datos filtrados entre 0.2 y 0.5 Hz mostraron mucha dispersión en sus resultados individuales, lo que significó no poder analizar la dispersión en este rango de frecuencia.

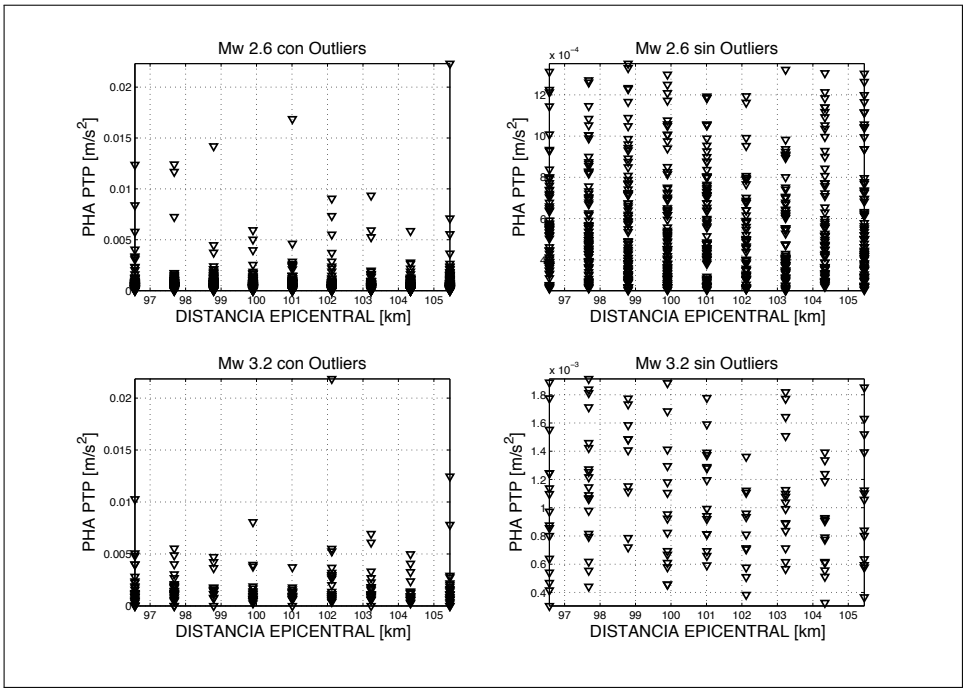

Figura 2.14: *Ejemplo de la aplicación del método Tau de Thompson modificado para valores PGA peak to peak en el rango 96-105 km para dos magnitudes del Cuadrante 1 (componentes horizontales filtradas entre 5-20 Hz). La columna izquierda muestra los datos con valores outliers. La columna derecha muestra el resultado tras aplicar el criterio estadístico.*

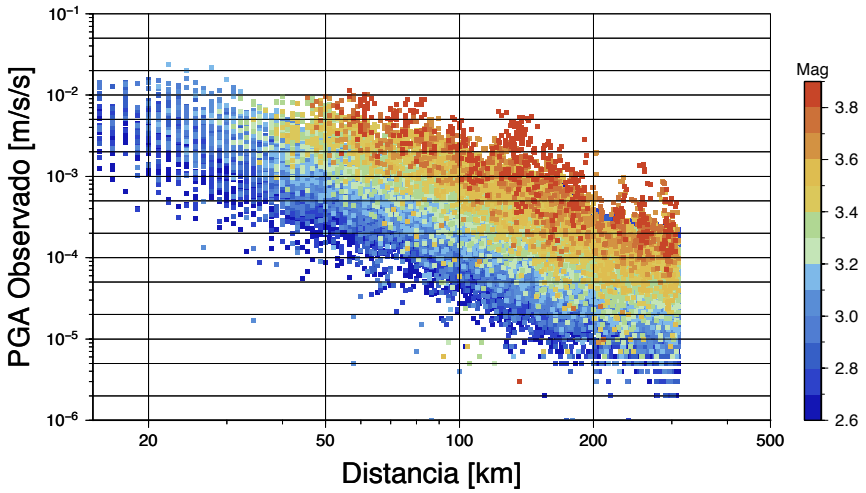

Figura 2.15: *Distribución de la atenuación de los datos observados una vez aplicado el método estadístico τ de Thompson para las componentes máximas horizontales de los datos sin filtrar.*

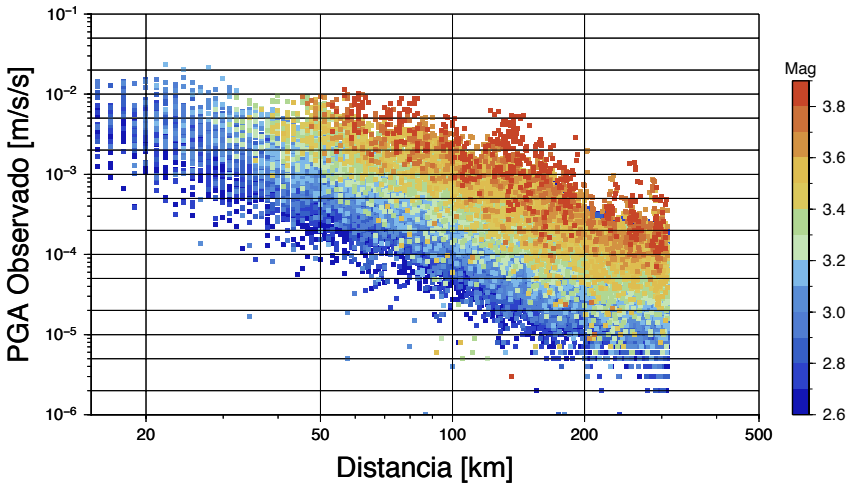

Figura 2.16: *Distribución de la atenuación de los datos observados una vez aplicado el método estadístico τ de Thompson para las componentes verticales de los datos sin filtrar.*

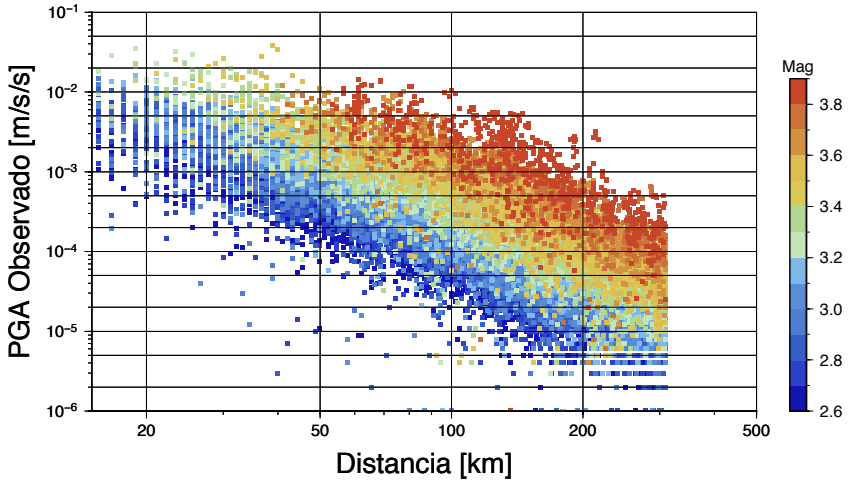

Figura 2.17: *Distribución de la atenuación de los datos observados una vez aplicado el método estadístico τ de Thompson para componentes máximas horizontales de los datos filtrados entre 5 y 20 Hz.*

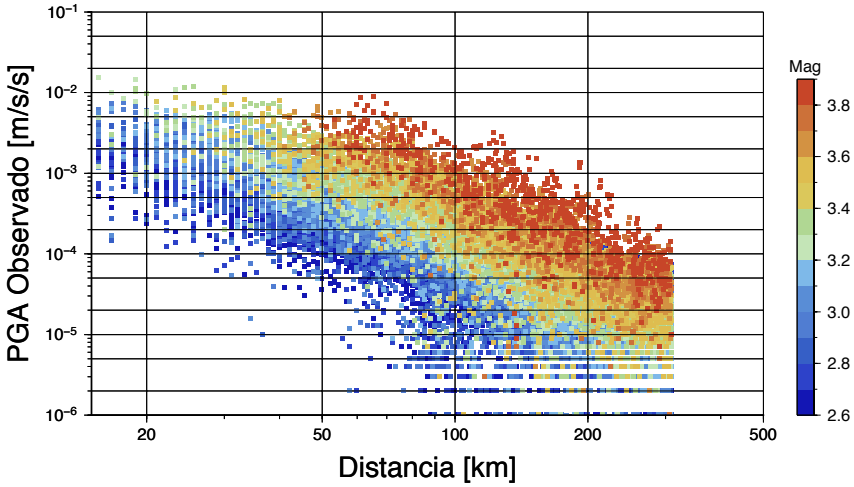

Figura 2.18: *Distribución de la atenuación de los datos observados una vez aplicado el método estadístico τ de Thompson para componentes verticales de los datos filtrados entre 5 y 20 Hz.*

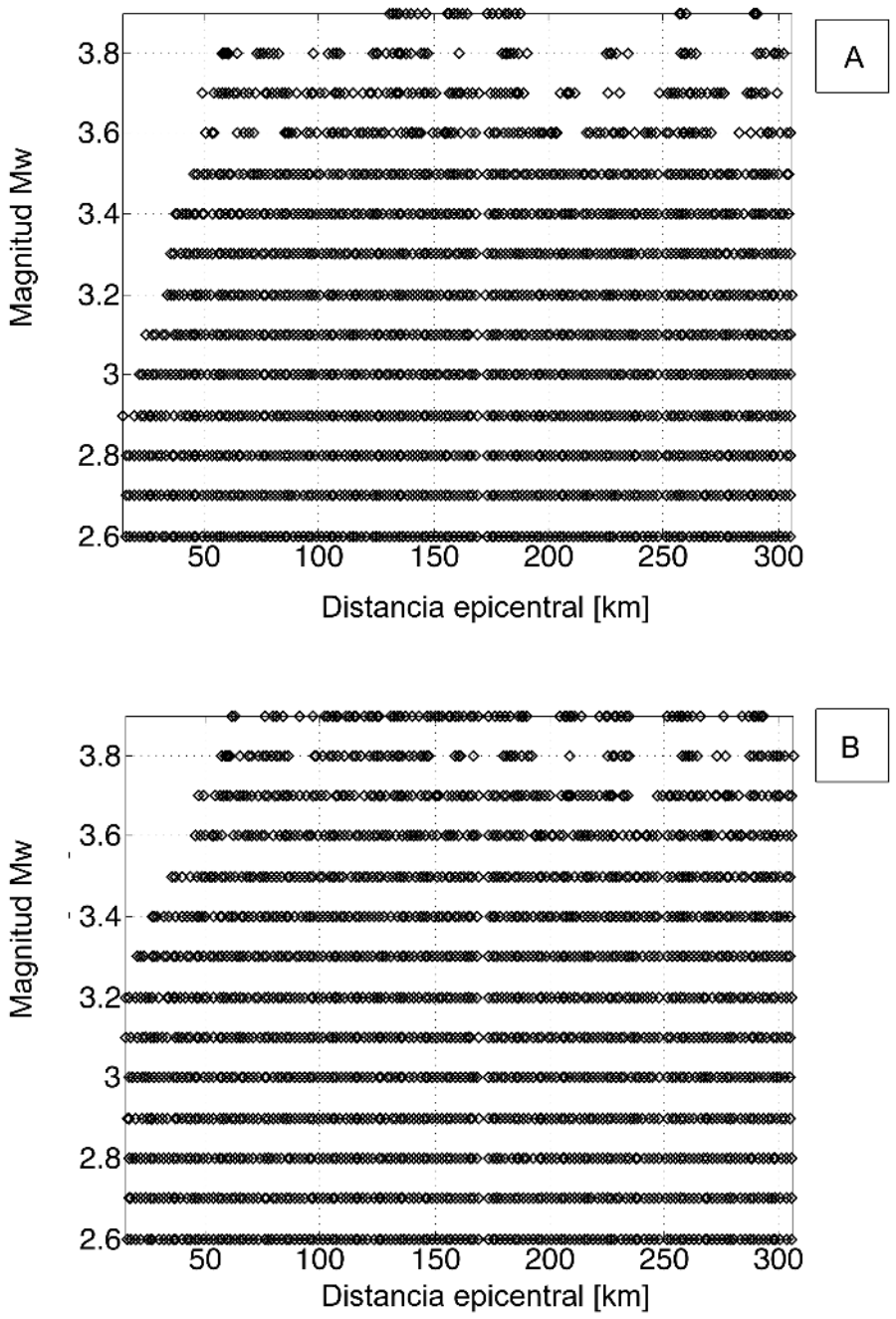

Figura 2.19: *Distribución de los valores PGA para cada clase(magnitud) respecto a la distancia de los valores PGA para A) máximas componentes horizontales y B) componentes verticales de los datos sin filtrar. Cada símbolo representa un valor promedio de la aceleración.*

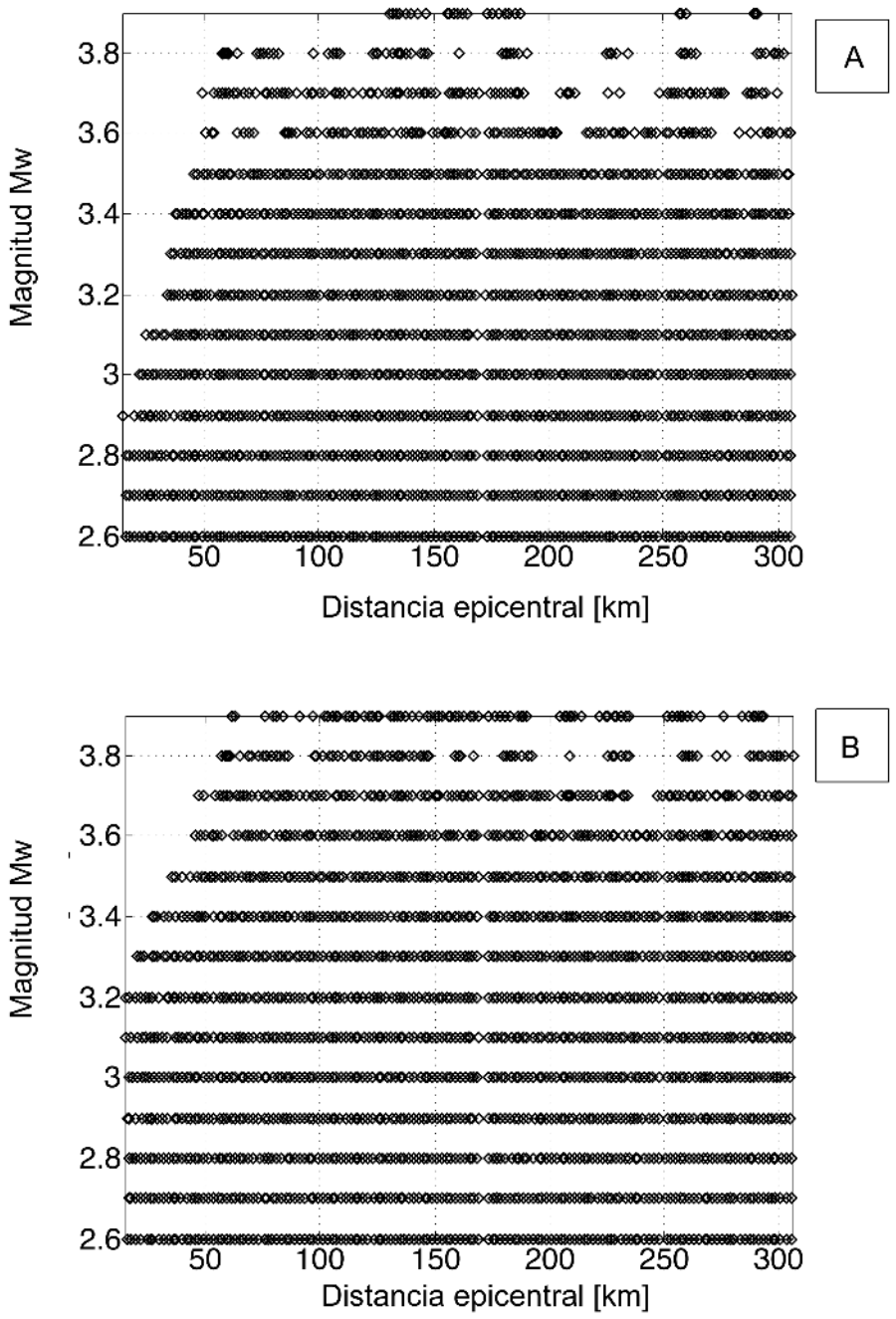

Figura 2.20: *Distribución de los valores PGA para cada clase(magnitud) respecto a la distancia de los valores PGA para A) máximas componentes horizontales y B) componentes verticales de los datos filtrados en el rango de frecuencia 5-20 Hz. Cada símbolo representa un valor promedio de la aceleración.*

Parte II

Modelo de atenuación sísmica para la zona Central de Chile

Capítulo 3

El modelo de regresión

Obtenidos los datos, el paso usual es ajustarlos a un modelo. Una estrategia consiste en ajustar los datos a una forma funcional, donde los coeficientes desconocidos de dicha función son encontrados habitualmente por el método de mínimos cuadrados ordinario para luego utilizar la ecuación resultante para la predicción de la aceleración del suelo. El éxito de esta estrategia va a depender de lo adecuada que resulte la forma funcional para describir la física del problema. Las ecuaciones de predicción resultantes proveen un resumen de los datos que pueden ser utilizados para el entendimiento de los procesos físicos que controlan las variaciones del movimiento del suelo (e.g., el tamaño de los sismos o comparar tasas de atenuación en regiones tectónicas diferentes). Si bien el método de mínimos cuadrados ordinario es el método más común para encontrar los coeficientes desconocidos del modelo seleccionado, existen diversos métodos para su obtención, por ejemplo, Campbell (1981, 1989) utilizó el método de mínimos cuadrados (método de un paso) ponderados con el fin de compensar la distribución no uniforme de los datos respecto a la distancia, mientras que Joyner y Boore (1981) diseñaron un método de dos pasos con el fin de desacoplar la determinación de la dependencia de la magnitud de la determinación de la dependencia con la distancia. Ambos, el método de un paso y el de dos pasos se basan en la máxima verosimilitud.

En principio, se podría esperar que ambos métodos den resultados satisfactorios. Los métodos de dos pasos son mucho más elegantes matemáticamente hablando, mientras que los métodos de un paso son conceptualmente más simples. El método de dos pasos de Joyner y Boore puede ser comparado con el equivalente analítico del método gráfico empleado por Richter (1935, 1958) en el desarrollo de la curva de atenuación que forma la base de la escala de magnitud local en el sur de California.

La forma general escogida por varios autores en Diciembre de 1981 en *Bulletin of the Seismological Society of America* esta dada por la ecuación (1.1). Tomando el logaritmo en la ecuación (1.1) se obtiene la ecuación (1.2), donde los coeficientes c_i son las incógnitas a determinar[1]. La función de distancia R puede contener coeficientes, algunos de los cuales dependen de la magnitud. Si esto no es así, la ecuación (1.2) provee un sistema lineal de ecuaciones para las incógnitas. Evidentemente, esta es una de las razones para escogerla. Una razón importante, es que en general, la forma satisface la ideas físicas respecto a la escala del movimiento del suelo con la distancia y la magnitud. Una justificación *a posteriori* para ajustar la ecuación al logaritmo del parámetro dependiente viene de la distribución logo-normal de los residuos de los datos respecto a las predicciones. Si bien una distribución logo-normal no es requisito para determinar los coeficientes mediante procedimiento de mínimos cuadrados, resulta conveniente a la hora de desarrollar de intervalos de confianza.

Otra elección importante en la derivación de ecuaciones de predicción son detalles de cómo se van a usar los datos para determinar los distintos coeficientes de la ecuación (1.2). Puede existir resultados con tendencia diversas razones, por ejemplo, que los datos no se encuentren uniformemente distri-

[1]Es importante mencionar que no todos los coeficientes fueron determinados para la ecuación (1.1) por todos los autores de los papers en el *Bulletin*, por ejemplo, Hasegawa *et al.,* (1981) no determinaron en su estudio el coeficiente c_3. Otros autores consideran que el coeficiente asociado al parámetro S (las condiciones de sitio) como un parámetro arbitrario pero concuerdan en que los efectos de sitio deben ser multiplicativos.

buidos en distancia y magnitud; fuerte dependencia frente a eventos con un gran número de registros; gran inestabilidad frente a formas funcionales altamente no lineales, es decir, pequeñas variaciones en un coeficiente dan lugar a grandes cambios en el resto de los coeficientes.

3.1. Método de Regresión de dos pasos (Joyner y Boore, 1981)

En este trabajo el método de regresión escogido es la regresión de dos pasos de Joyner y Boore (1981), ya que los métodos de un paso han mostrado tener ciertas carencias en la estimación de los coeficientes[2] y por su sencillez y reducido número de parámetros, que lo hacen fácilmente aplicable. Como ya se mencionó en la sección previa, el método de regresión de dos pasos de Joyner y Boore (1981) está diseñado para desacoplar la determinación de la dependencia de la magnitud de la determinación de la dependencia con la distancia. Si bien el método de dos pasos empleado en este trabajo fue modificado para hacer más manejable la gran cantidad de datos sísmicos, sigue manteniendo la esencia del modelo original. Básicamente las modificaciones hechas corresponden únicamente a la manera de trabajar con los registros sísmicos (Joyner y Boore analizan terremotos específicos registro a registro mientras que en este trabajo se toman promedios de diversos sismos para cada rango de distancia y magnitud específicos, debido a la gran cantidad de réplicas del Terremoto del Maule de 2010) y la definición de distancia.

[2]Fukushima y Tanaka (1990) utilizaron un método similar al de dos pasos para un conjunto de datos de aceleración máxima de terremotos japoneses y compararon sus resultados con aquellos que utilizaron el método de los mínimos cuadrados ordinarios. Se mostró que el método de mínimos cuadrados ordinarios de un solo paso habían grandes errores. Ellos atribuían estos errores a la fuerte correlación entre la magnitud y la distancia y a la compensación resultante entre la dependencia de la magnitud y la dependencia de la distancia. La correcta dependencia con la distancia, dada por el método de dos pasos y verificada para analizar cada terremoto por separado, muestra un decaimiento más fuerte de la aceleración máxima con la distancia que la mostrada con el método de mínimos cuadrados ordinario de un solo paso.

En el modelo original se utiliza una medida de distancia finita conocida como la distancia más corta a la superficie de ruptura. Este tipo de distancia en específico cobra sentido cuando los eventos a estudiar no han sido bien localizados y poseen magnitudes mayores (y con ello áreas de ruptura más grandes). Tal consideración en este trabajo no resulta necesaria ya que se trabaja con sismos de magnitudes menores, por ello definir la distancia epicentral es suficiente. En la primera regresión, la dependencia con la distancia es determinada a partir de un conjunto de factores de amplitud, uno para cada magnitud. Se parte con la forma de expresión básica del tipo exponencial para efectuar regresiones, la ecuación (1.1) y que es equivalente a la ecuación (1.2) expresada en términos de logaritmos de base 10:

$$logY = \sum_{i=1}^{N_t} a_i E_i - \log R - bR, \tag{3.1}$$

$$\Leftrightarrow logY + logR = \sum_{i=1}^{Nt} a_i E_i - bR, \tag{3.2}$$

donde Y es la aceleración máxima (PGA), E_i es una variable muda que toma el valor 1 para el conjunto de sismos clase de magnitud i-ésima y 0 en cualquier otro caso, a_i son polinomios de primer grado que dependen de la magnitud entre eventos, R es la distancia epicentral y b es un coeficiente para la distancia a determinar por regresión lineal (Joyner y Boore, 1981).
En la primera regresión se realiza una regresión lineal por mínimos cuadrados ordinarios para todos los datos (la suma de las clases para cada magnitud desde la 1 hasta la N_t) con el fin de obtener los parámetros de amplitud a_i (uno para cada magnitud) y el coeficiente b (constante de ajuste de la regresión). Los coeficientes a determinar (los términos no logarítmicos de la ecuación (3.2) dependientes de R) especifican la forma global que presenta la curva de atenuación (ver figura 3.1). Si la regresión fuese hecha en términos de magnitud y distancia simultáneamente, los errores en las mediciones de magnitud afectarían el coeficiente de distancia obtenido en la regresión. La ventaja de

este radica en que cada clase de sismos para una magnitud en particular tiene el mismo peso a la hora de determinar la dependencia de la magnitud y cada registro tiene el mismo peso para determinar la dependencia con la distancia. Este método puede ser considerado como el equivalente analítico del método gráfico empleado por Richter (1935, 1958) en el desarrollo de la curva de atenuación que forma la base para la escala de magnitud local en el sur de California. La forma de escogida para la regresión es equivalente a

$$y = \frac{k}{r} e^{-qr}, \tag{3.3}$$

donde k es una función de M y q una constante. Esto corresponde simplemente a una fuente puntual que se expande geométricamente con constante de atenuación anelástica Q. En estricto rigor, esta forma debería aplicar únicamente para una componente armónica del movimiento del suelo, no para la aceleración máxima o la velocidad máxima. Sin embargo, al ser los coeficientes determinados empíricamente, la aplicación a parámetros pico puede resultar una aproximación apropiada.

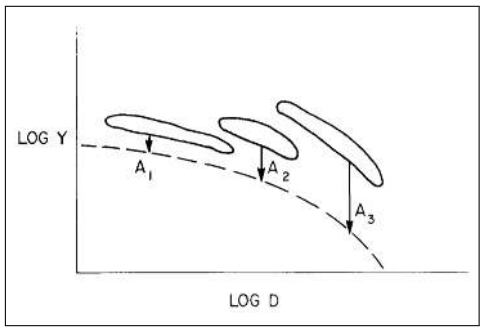

Figura 3.1: *Primer paso de la regresión. La forma de la línea punteada varía, y todos los puntos de datos de los n-ésimos eventos (contenidos dentro de cada área cerrada) se desplazan a una distancia A_i tal que la suma de los residuos al cuadrado es minimizada (Joyner y Boore, 1981).*

En el segundo paso, los factores de amplitud a_i son regresados contra la magnitud para determinar la dependencia con la magnitud (mediante la

maximización de la verosimilitud del conjunto de factores de amplitud), bajo la solución del polinomio de segundo orden aplicando nuevamente el método de los mínimos cuadrados ordinario:

$$a_i = \alpha + \beta \cdot (M_w)_i, \tag{3.4}$$

donde M_w es la magnitud de momento, α y β son coeficientes a determinar en la regresión (un término constante y un coeficiente de magnitud, respectivamente) y a_i es el polinomio de primer orden en función de la magnitud M_w (coeficientes obtenidos en la primera regresión).

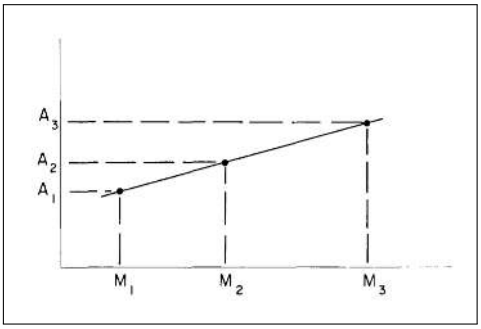

Figura 3.2: *Segunda regresión en que grafican las constantes obtenidas en la primera regresión para cada magnitud. Un efecto del procedimiento de dos pasos es que deja igual peso a cada registro para determinar la forma, y cada evento tiene el mismo peso para determinar las constantes de las magnitudes (Joyner y Boore, 1981).*

Es pertinente profundizar en la relevancia del desacoplamiento entre la magnitud M_w y la distancia R (donde los coeficientes a_i respecto a la distancia R corresponden al efecto conjunto producto de la expansión geométrica del frente de ondas y la atenuación anelástica). Con este método se asegura un correcto cálculo de la influencia de cada uno de estos parámetros sin que exista correlación entre ellos, es decir, que un cálculo erróneo de la magnitud M no afecta la estimación del coeficiente de regresión de R (el coeficiente b), correspondiente a la atenuación anelástica y la expansión geométrica. Otro

aspecto importante es que en este método cada registro, pertenezca a la clase que sea, tiene el mismo peso en el ajuste de la dependencia con la magnitud M_w[3]. Considerando todo lo anterior implica una reducción de la tendencia en los resultados hacia los datos de registros con mayor magnitud.
El modelo final se obtiene reemplazando los coeficientes obtenidos en los pasos anteriores en la ecuación (3.2),

$$\log Y + \log R = \alpha + \beta \cdot M_w - bR, \tag{3.5}$$

$$\Leftrightarrow \log Y = \alpha + \beta \cdot M_w - bR - \log R. \tag{3.6}$$

3.2. Estimación del error en el método de dos pasos

Para calcular el error de la regresión utilizando el método de Joyner y Boore se utiliza el empleo de la desviación estándar σ_y, dada por:

$$\sigma_y = \sqrt{\sigma_s^2 + \sigma_a^2} \tag{3.7}$$

Esta expresión cualifica el error producto de la regresión de dos pasos como la suma de los errores introducidos en el ajuste por mínimos cuadrados de cada paso. El error del primer paso σ_s se define como:

$$\sigma_s = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{N_t} \sum_{j=1}^{Ne_i} (\log Y_{\text{obs}}(R_{i,j}) - \log Y_{\text{pred}}(R_{ij}))^2}{\sum_{i=1}^{N_t} Ne_i}}, \tag{3.8}$$

en esta fórmula, el denominador representa el número total de datos, y la suma en el numerador se realiza precisamente para dicho total de datos $Y_{\text{obs}}(R_{i,j})$ es el valor PGA máximo leído del registro e $Y_{\text{pred}}(R_{i,j})$ es el valor calculado por (3.6). Por otra parte, σ_a es la desviación estándar de la

[3]Esto sin que priven los de sismos de mayor magnitud como sucede con otros métodos.

segunda regresión, dada a su vez por la expresión:

$$\sigma_a = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{N_t}(\alpha + \beta \cdot M_{wi})^2}{N_t}} \tag{3.9}$$

donde, en este caso la suma se lleva a cabo únicamente sobre el total de los registros promedio considerados, puesto que los coeficientes a_i determinan la dependencia de la amplitud con la magnitud, parámetro constante para los datos de una misma clase de eventos. Esta estimación del error hecha por Joyner y Boore tiene la siguiente explicación: el error en la determinación de forma que tiene la curva de atenuación dada por (3.2) (σ_s) es despreciable frente al residuo de cada clase de datos individual respecto de la curva, por otro lado, la variabilidad de σ_a es muy probable que se deba a la naturaleza aleatoria de la relación entre los coeficiente a_i y M_w que al error de muestreo de las medidas de cualquiera de ellos. En este último aspecto, si bien no es estrictamente cierto, puede considerarse que es suficientemente próximo a la realidad para dar validez a la aproximación y considerar σ_y como una buena aproximación del error cometido en la regresión.

En todo el desarrollo se ha supuesto que la distancia epicentral R y la velocidad de las ondas S, β, carecen de error. Lógicamente estos factores poseen errores (el cual es mayor en la estimación de β, pero tiene más peso el error de R, puesto que la regresión se lleva a cabo respecto a esta variable y β es tan sólo un factor constante). No obstante, estos errores se consideran despreciables frente a las incertidumbres introducidas en el ajuste por mínimos cuadrados, por lo que no se tienen en cuenta.

A continuación deberían presentarse las fórmulas mediante las que se estima el error de los coeficientes a_i y b obtenidos en la regresión. La estimación de estos errores, no es tan sencilla como en una simple regresión por mínimos cuadrados, dada la relativa complejidad del método de dos pasos, por lo que prefiere omitirse en este trabajo.

Capítulo 4

Análisis y Resultados

En este capítulo en primera instancia es necesario mencionar y comentar las restricciones de los resultados en cuanto a su interpretación física y el rango de validez de los mismos, para luego presentar los resultados obtenidos y finalizar con una sección dedicada a la precisión del modelo.

4.1. Consideraciones previas

En primer lugar, la aceleración máxima $A_{\text{máx}}$, leída directamente de un sismograma, constituye un valor puntual de la aceleración en el dominio del tiempo. Como tal, no puede relacionarse de ningún modo con el espectro de la fuente, aunque lógicamente existe una fuerte dependencia de $A_{\text{máx}}$ con el tamaño del terremoto (García, 2001). Esta observación se debe a que el valor de un solo dato de aceleración, correspondiente a una única frecuencia que varía con cada terremoto y cada estación considerados, no puede correlacionarse teóricamente con el comportamiento de la fuente para todas las frecuencias ni, analógicamente, con el carácter anelástico del medio para todas las frecuencias (Joyner y Boore, 1981). En estricto rigor, el procedimiento descrito en el capítulo de Metodología, puede emplearse únicamente para una componente armónica del movimiento del suelo, con lo que en un principio

no podría llevarse a cabo para $A_{\text{máx}}$. No obstante, al ser los coeficientes determinados de forma empírica, se puede suponer apropiada la aproximación (Joyner y Boore, 1981). A causa de lo mencionado anteriormente, para la obtención de leyes de atenuación para $A_{\text{máx}}$, se utiliza una expresión general que relaciona $A_{\text{máx}}$ con la distancia epicentral y la magnitud del evento sísmico, es decir, al término del primer paso se obtiene la dependencia de la magnitud con la distancia de forma genérica. En segundo lugar, todas las regresiones efectuadas utilizaron datos promedio de [1]$A_{\text{máx}}$ (medida en m/s^2) para un rango de distancia epicentral acotado a 350 km que abarcan trayectorias de las ondas sísmicas entre la superficie y una profundidad máxima 40 km. Nuestra justificación de acotar el modelo a dicho rango de distancia radica en que para el tamaño que tienen los eventos sísmicos estudiados ($2.6 \leq M_w \leq 3.9$), los valores de $A_{\text{máx}}$ a distancias mayores de 350 km se acercan a los niveles de ruido ambiental de las estaciones. Otro punto importante a mencionar es la distribución de los datos. Como puede apreciarse de manera gráfica en la figura 2.2, los eventos cubren la zona centro-sur de Chile con bastante densidad como para asegurar que los resultados representan significativamente el comportamiento de la atenuación en esta región. Éstos constituyen un conjunto muy homogéneo y coherente, ya que todos los eventos pertenecen al catálogo de Lange, el cual como ya se ha mencionado, cuenta con buena precisión en la localización de las coordenadas epicentrales y la estimación de la magnitud. Los sismogramas con los que se trabajó, son de gran calidad, porque cuentan con una buena relación señal/ruido y una fase S determinada en los sismogramas utilizando una ventana de tiempo, y no se halla cortada (y de no estar presente es eliminada con el método τ de Thompson). Es importante mencionar que los resultados obtenidos a partir de las leyes de atenuación desarrolladas en este trabajo deben ser considerados como un promedio de las características de la zona centro-sur de Chile y

[1]La medida de $A_{\text{máx}}$ (y por ende, la predicha por los modelos) es de cero a su valor máximo o zero to peak (ZTP) como se prefiere referir a ella en este trabajo.

bajo esta perspectiva, los resultados deben ser considerados de manera global sin pretender que todos y cada uno de los datos presenten una correlación óptima con la ley de atenuación obtenida.
Hechas estas aclaraciones no queda ya sino entrar en esta última parte del capítulo.

4.2. Resultados obtenidos con la regresión de dos pasos

La nomenclatura a utilizar para nombrar la $A_{\text{máx}}$ de cada componente será la siguiente: PHASF para las componentes máximas horizontales sin filtrar, PVASF para las componentes verticales sin filtrar, PHAF para las componentes máximas horizontales filtradas entre 5-20 Hz y PVAF para las componentes verticales filtradas entre 5-20 Hz.
La regresión por el método de dos pasos que determina los coeficientes de la ecuación (3.2) y que calcula los valores de $A_{\text{máx_predicho}}$ utilizando valores promedio de $A_{\text{máx}}$ se llevó a cabo utilizando un método de solución numérica para sistemas de ecuaciones sobredeterminadas conocido como método de factorización QR implementado en MATLAB.
En el cuadro 4.1 se presentan los coeficientes de amplitud obtenidos al final de la primera regresión lineal dada por la solución del sistema de ecuaciones dado por (3.4). En el cuadro 4.2 se presentan los valores de los coeficientes de la segunda regresión b, α y β obtenidos al resolver el sistema de ecuaciones dado por (3.6) .

M_w	PHASF	PVASF	PHAF	PVAF
2.6	-2.6629	-3.3958	-2.7073	-3.2689
2.7	-2.5890	-3.3052	-2.6158	-3.1741
2.8	-2.4750	-3.1712	-2.4528	-3.0408
2.9	-2.4877	-3.1672	-2.4357	-3.0387
3.0	-2.4261	-3.0846	-2.3361	-2.9923
3.1	-2.2854	-2.9589	-2.1739	-2.8629
3.2	-2.1290	-2.7722	-1.9531	-2.6942
3.3	-1.8673	-2.6047	-1.7038	-2.5147
3.4	-1.6514	-2.3596	-1.5198	-2.2956
3.5	-1.5405	-2.2483	-1.4351	-2.2939
3.6	-1.2073	-2.0805	-1.1616	-2.0255
3.7	-0.9989	-1.7188	-0.9402	-1.7837
3.8	-0.5525	-1.4431	-0.3444	-1.2208
3.9	-0.4911	-1.3307	-0.4298	-1.3843

Cuadro 4.1: *Coeficientes de amplitud a_i obtenidos para cada magnitud en la primera regresión*

a_i	PHASF	PVASF	PHAF	PVAF
b	0.0075	0.0084	-0.0090	0.0092
α	-7.4885	-7.8425	-7.7178	-7.4541
β	1.7467	1.6298	1.8426	1.5333

Cuadro 4.2: *Coeficientes obtenidos en la segunda regresión*

Como se comentó en el capítulo anterior, a falta de una estimación rigurosa del error de los coeficientes del ajuste, se ha decidido presentar en el cuadro 4.3 las desviaciones de cada paso de la regresión (σ) como medida de su validez estadística, mientras que los coeficientes a_i obtenidos de dicha regresión se muestran sin error.

σ	CHSF	CVSF	CHF	CVF
σ_s	± 0.0725	± 0.0245	± 0.0367	± 0.0287
σ_a	± 0.0744	± 0.1287	± 0.0553	± 0.1000
σ_y	± 0.1039	± 0.1310	± 0.0664	± 0.1040

Cuadro 4.3: *Coeficientes de regresión σ asociados para el primer y segundo paso de la regresión*

Los valores de σ reflejan la bondad del ajuste respecto a la distribución global de la atenuación σ_s y respecto a la dependencia con la magnitud σ_a. Los dos errores estándar parciales, como toda desviación típica, cuantifican precisamente la diferencia entre los valores reales y los calculados mediante la regresión (Joyner y Boore, 1981). Así pues, σ_s constituye una medida de lo buena o mala que resulta la predicción de $A_{\text{máx}}$, en base a los valores de amplitud medidos en la realidad. Análogamente σ_a hace lo propio para la estimación de la dependencia de dicha amplitud con la magnitud del sismo. Finalmente σ_y engloba la suma de ambas contribuciones (García, 2001).
Lo primero que puede decirse de los parámetros estadísticos presentados, es que ninguno de ellos tiene gran desviación y presentan valores similares de σ_s, σ_a y σ_y, aunque las componentes filtradas presentan valores para σ más bajos que aquellas componentes sin filtrar, cosa que no es de sorprender pues lo que se ha hecho con ellas ha sido filtrar el ruido. Como puede apreciarse, el principal error se debe al segundo paso (σ_a), es decir la estimación de la dependencia de la amplitud registrada del sismo con la magnitud. Esto no es extraño, ya que se debe a la relación aleatoria entre M_w y los coeficientes a_i que a los errores presentes al tomar el promedio de los datos para cierto rango de distancia. Además, por ser la segunda regresión del método (y por ende, es el ajuste de una serie de coeficientes obtenidos a su vez de una regresión previa), los errores se acumulan. Los valores a_i obtenidos de la primera regresión son graficados versus la magnitud M_w en las figuras 4.1 y 4.2. La línea recta de los gráficos representa el mejor ajuste entre los coeficientes y los datos (caso ideal) mientras que los cuadrados en color negro representan

los valores obtenidos en la regresión. Se observa una buena tendencia en los valores, la cual a su vez se justifica estadísticamente con los bajos valores obtenidos para σ_a.

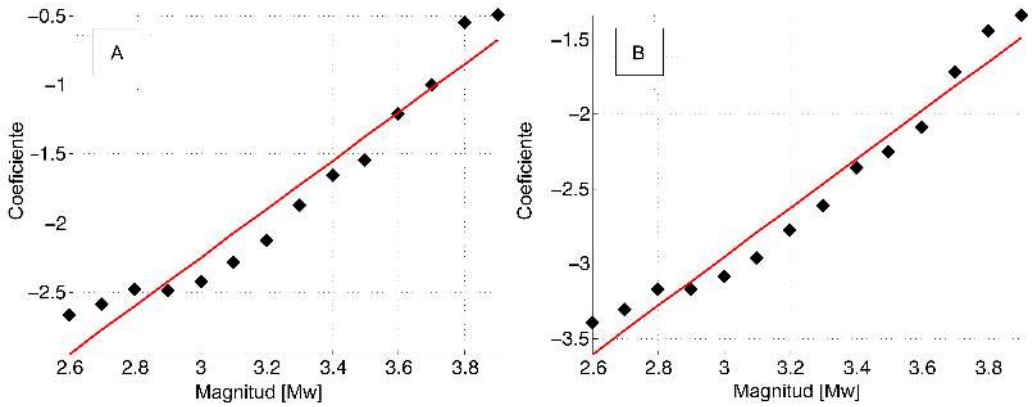

Figura 4.1: *Valores de a_i para la aceleración del suelo obtenidos de la primera regresión para A) las componentes horizontales y B) las componentes verticales para los datos sin filtrar, graficados versus la magnitud de momento.*

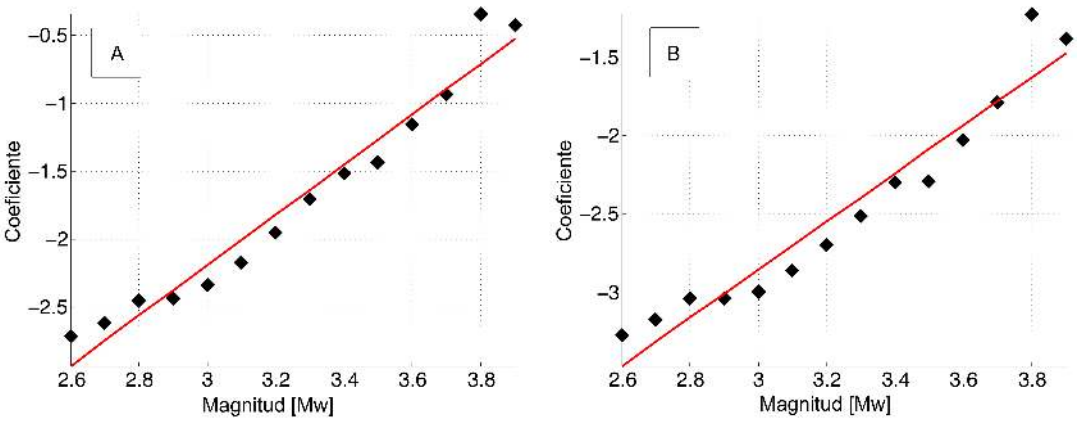

Figura 4.2: *Valores de a_i para la aceleración del suelo obtenidos de la primera regresión A) las componentes horizontales y B) las componentes verticales para los datos filtrados en el rango de frecuencia 5 - 20 Hz, graficados versus la magnitud de momento.*

4.3. Leyes de predicción de $A_{\text{máx}}$ para la sismicidad en la zona centro-sur de Chile

Al combinar los resultados del análisis de regresión utilizando las ecuaciones (3.4) y (3.6), se obtienen las siguientes ecuaciones de predicción o leyes de atenuación para $A_{\text{máx}}$:

Componente	Ecuación forma lineal (m/s^2)	Ecuación forma exponencial (m/s^2)
PHASF	$\log Y = -7{,}4885 + 1{,}7467 \cdot M_w - \log R - 0{,}0075 \cdot R$	$Y = \frac{1}{R} e^{(-7{,}4885+1{,}7467 M_w - 0{,}0075 R)}$
PVASF	$\log Y = -7{,}8425 + 1{,}6298 \cdot M_w - \log R - 0{,}0084 \cdot R$	$Y = \frac{1}{R} e^{(-7{,}8425+1{,}6298 M_w - 0{,}0084 R)}$
PHAF	$\log Y = -7{,}7178 + 1{,}8426 \cdot M_w - \log R - 0{,}0090 \cdot R$	$Y = \frac{1}{R} e^{(-7{,}7178+1{,}8426 M_w - 0{,}0090 R)}$
PVAF	$\log Y = -7{,}4541 + 1{,}5333 \cdot M_w - \log R - 0{,}0092 \cdot R$	$Y = \frac{1}{R} e^{(-7{,}4541+1{,}5333 M_w - 0{,}0092 R)}$

Cuadro 4.4: *Ecuaciones predictivas obtenidas para cada componente válidas para rangos de magnitud 2.6≤ M_w ≤3.9*

Las ecuaciones del cuadro 4.4 para PHASF y PVASF son ilustradas en las figuras 4.3 y 4.4. Es importante recalcar que, tanto los datos simbolizados con círculos color negro como la línea color rojo que representa el modelo son los valores promedios utilizados para obtener las ecuaciones de predicción para $A_{\text{Máx}}$. Esto explicaría el buen ajuste que presenta el modelo justificado a su vez con los bajos valores de σ_y dados en el cuadro 4.3.

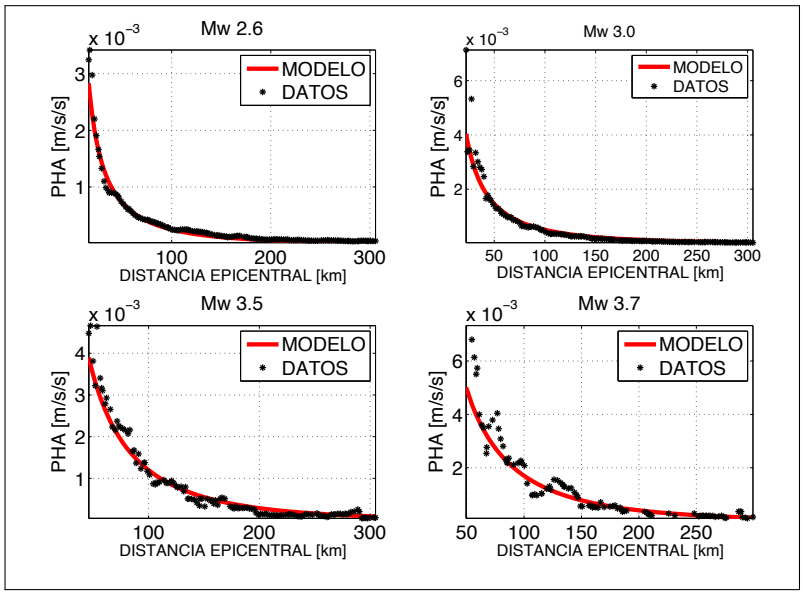

Figura 4.3: *Representación visual del comportamiento del modelo para PHA cuando este es testeado para ciertas magnitudes.*

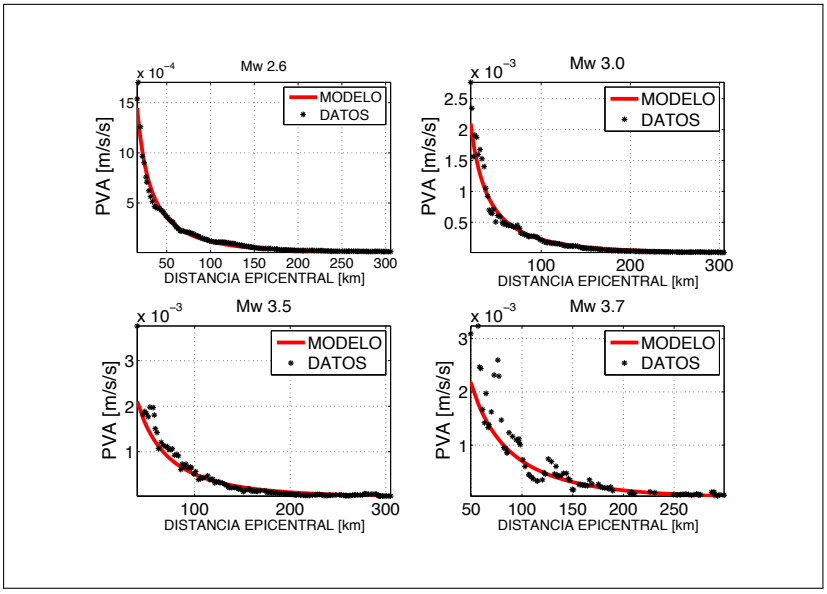

Figura 4.4: *Representación visual del comportamiento del modelo para PVA cuando este es testeado para ciertas magnitudes.*

4.4. Precisión del modelo

La forma más rápida e intuitiva de comparar los valores de $A_{\text{Máx_observado}}$ y $A_{\text{Máx_predicho}}$ consiste enfrentarlas en una gráfica. Si bien las representaciones gráficas no permiten cuantificar el comportamiento entre los datos y las predicciones obtenidas, si ayudan a hacerse una idea cualitativa muy directa de los mismos. En las figuras 4.5 y 4.6 , se representan dichas gráficas. En ellas se puede apreciar claramente dos aspectos del vínculo entre las observaciones y las predicciones. El primero es la dispersión que presentan los datos, que se deriva de la distribución de los puntos en estas gráficas agrupados más (menor dispersión) o menos (mayor dispersión) en torno a la curva que representa el modelo, el cual simboliza la predicción perfecta ($A_{\text{Máx_observado}}$=$A_{\text{Máx_predicho}}$) que se traduce en una desviación estándar nula. El segundo punto fácilmente apreciable en las gráficas es la desviación o tendencia (bias) de la regresión: si los puntos se acumulan mayoritariamente por encima de la curva significa que $A_{\text{Máx_observado}} > A_{\text{Máx_predicho}}$ y, por tanto, la predicción tiende a subestimar la aceleración real. Lógicamente, cuanto más próximos a la curva y uniformemente distribuidos a ambos lados de ella se encuentren los puntos mejor será la regresión realizada, tanto por su menor dispersión como por no presentar desviación en su predicción. En general, en las figuras 4.5 y 4.6 se aprecia buena distribución de los datos lado a lado de la curva, lo que nos habla del buen ajuste obtenido, no obstante, modelo se evalúa mejor mediante el estudio de los residuos de las observaciones sobre la curva de regresión. Para este fin se reemplazan los valores de R y M_w del catálogo original en las ecuaciones de predicción del cuadro 4.4 para calcular los valores de $A_{\text{Máx_predicho}}$. En las figuras 4.7 y 4.8 se observa la distribución de $A_{\text{Máx_observado}}$ versus la distancia para cuatro magnitudes, mientras que la línea color negro representa los valores de $A_{\text{Máx_predicho}}$.

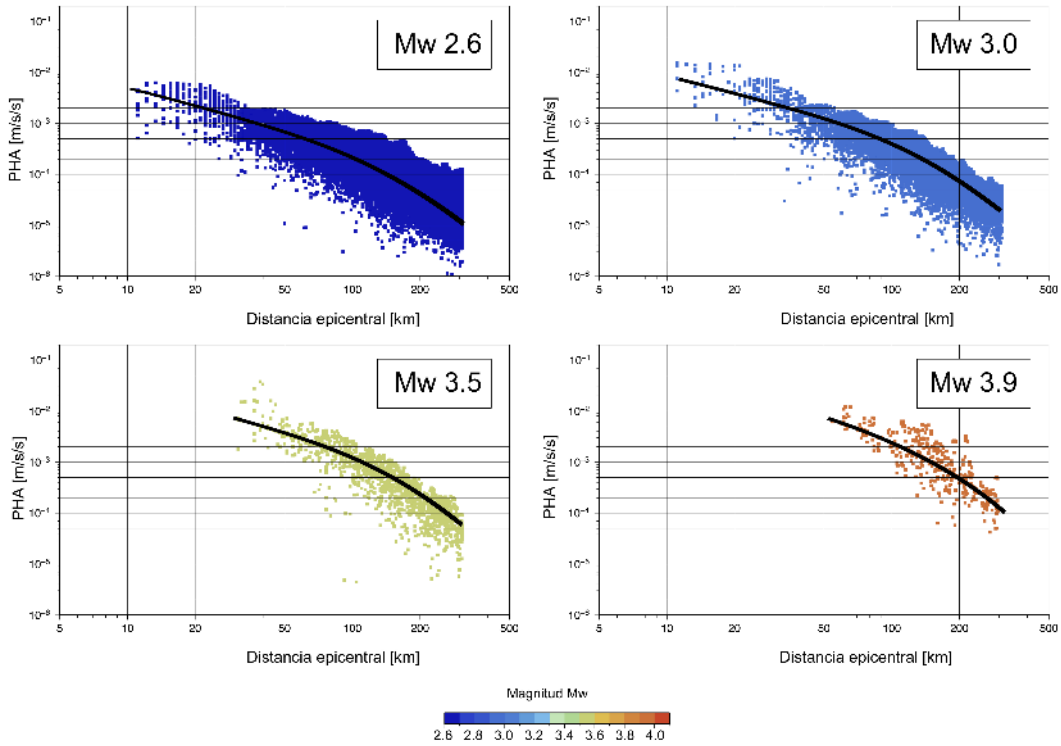

Figura 4.5: *Distribución de $A_{Máx_observado}$ y $A_{Máx_predicho}$ respecto a la distancia para las componentes verticales sin filtrar.*

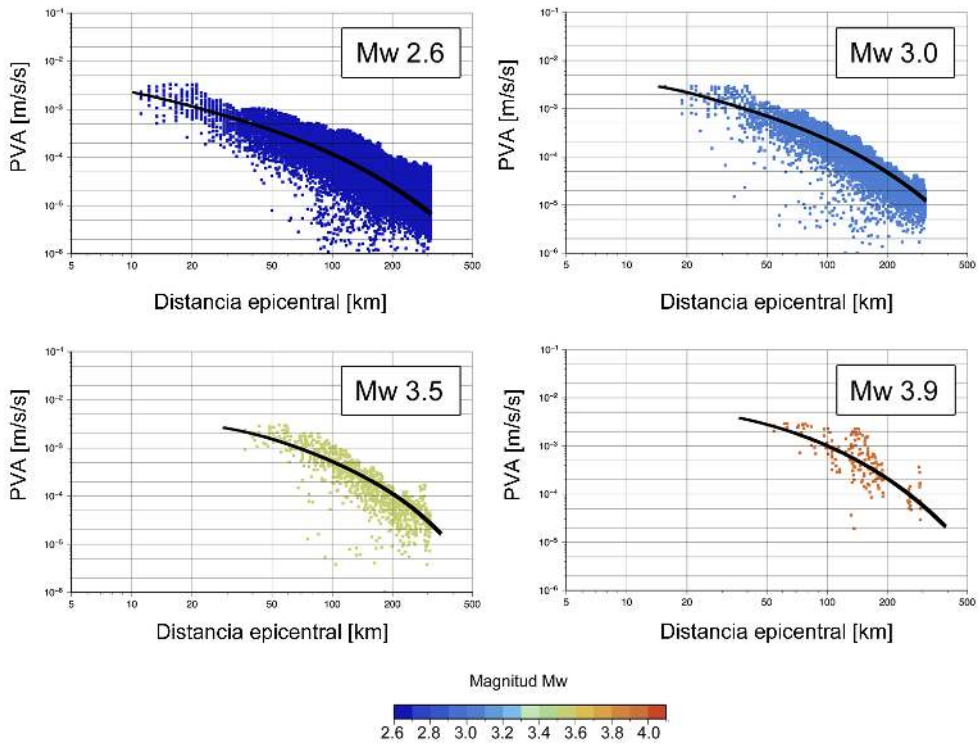

Figura 4.6: *Distribución de $A_{Máx_observado}$ y $A_{Máx_predicho}$ respecto a la distancia para las componentes horizontales sin filtrar.*

Los residuos de los datos respecto a las ecuaciones de predicción son graficados versus la distancia para cuatro clases de magnitud con diferente color en las figuras 4.7 y 4.8. Hay un indicio de una tendencia sistemática en residuos en los rangos de magnitud 2.6 a 2.9 M_w (residuos más altos a distancia mayores y más bajos en el centro), pero la tendencia probablemente no es estadísticamente significativa. A nivel global, se observa buena distribución de los residuos que oscila entre -2 y 2 para $\ln(A_{\text{Máx_predicho}}/A_{\text{Máx_observado}})$.

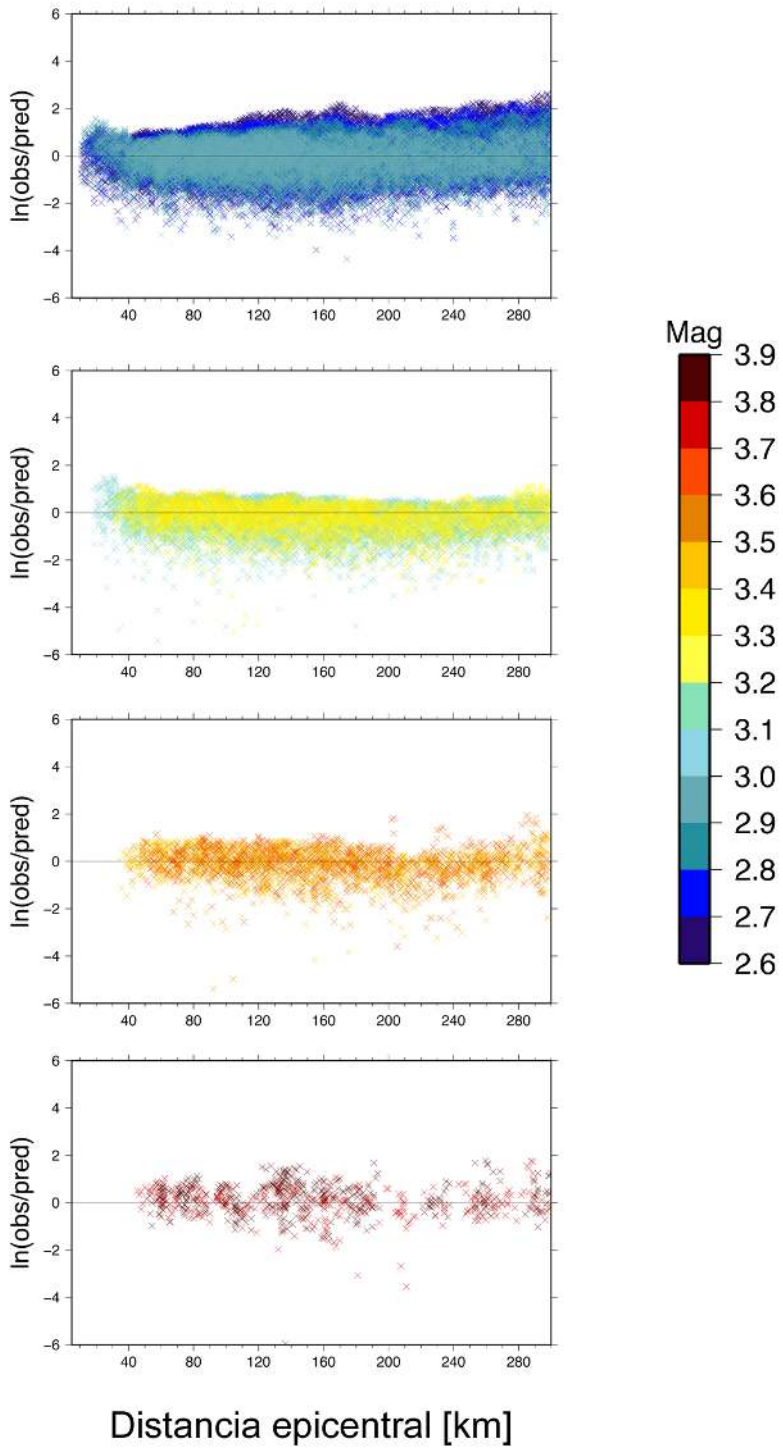

Figura 4.7: *Distribución de residuos respecto a la distancia para las componentes horizontales sin filtrar.*

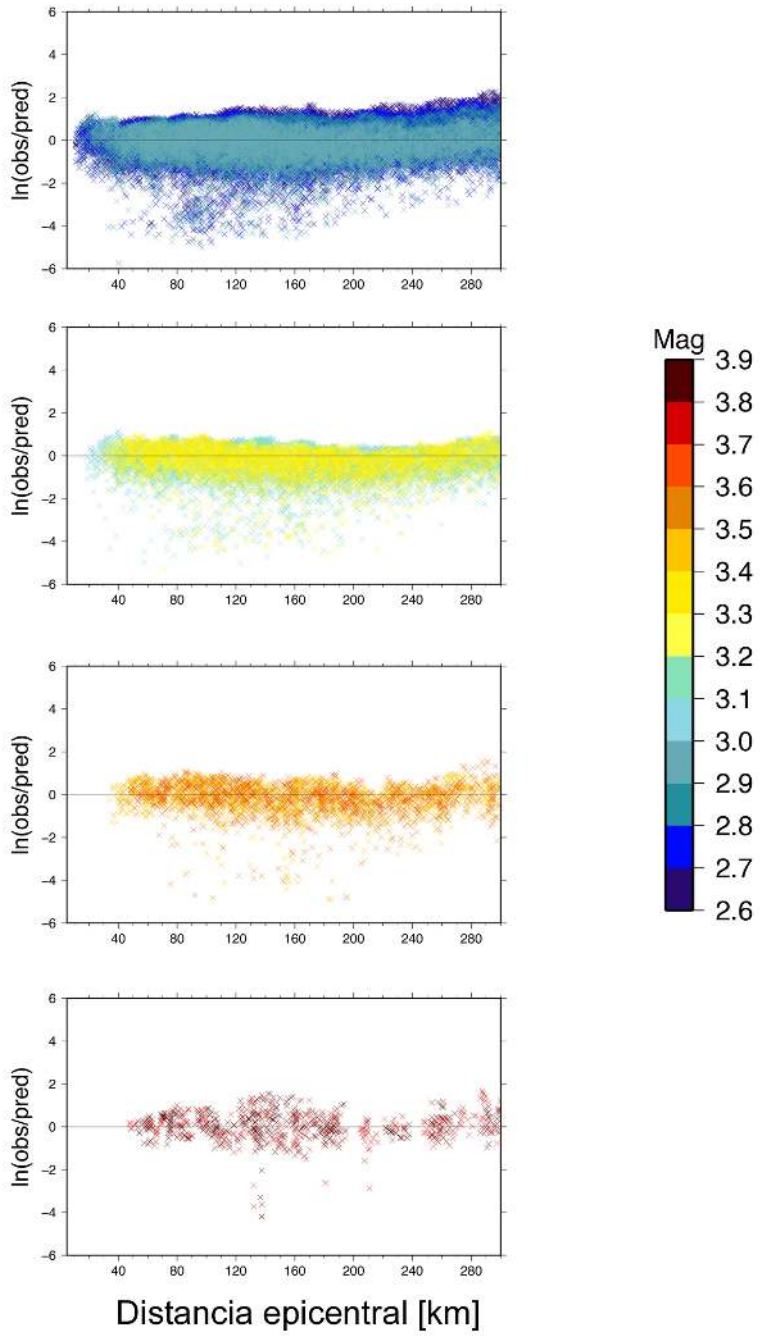

Figura 4.8: *Distribución de residuos respecto a la distancia para las componentes verticales sin filtrar.*

Finalmente, para terminar este capítulo se presenta un comparativo visual de las distribuciones de $A_{\text{Máx_observado}}$ y $A_{\text{Máx_predicho}}$ (ver figuras 4.9 y 4.10) para todo el rango de magnitudes de este estudio.

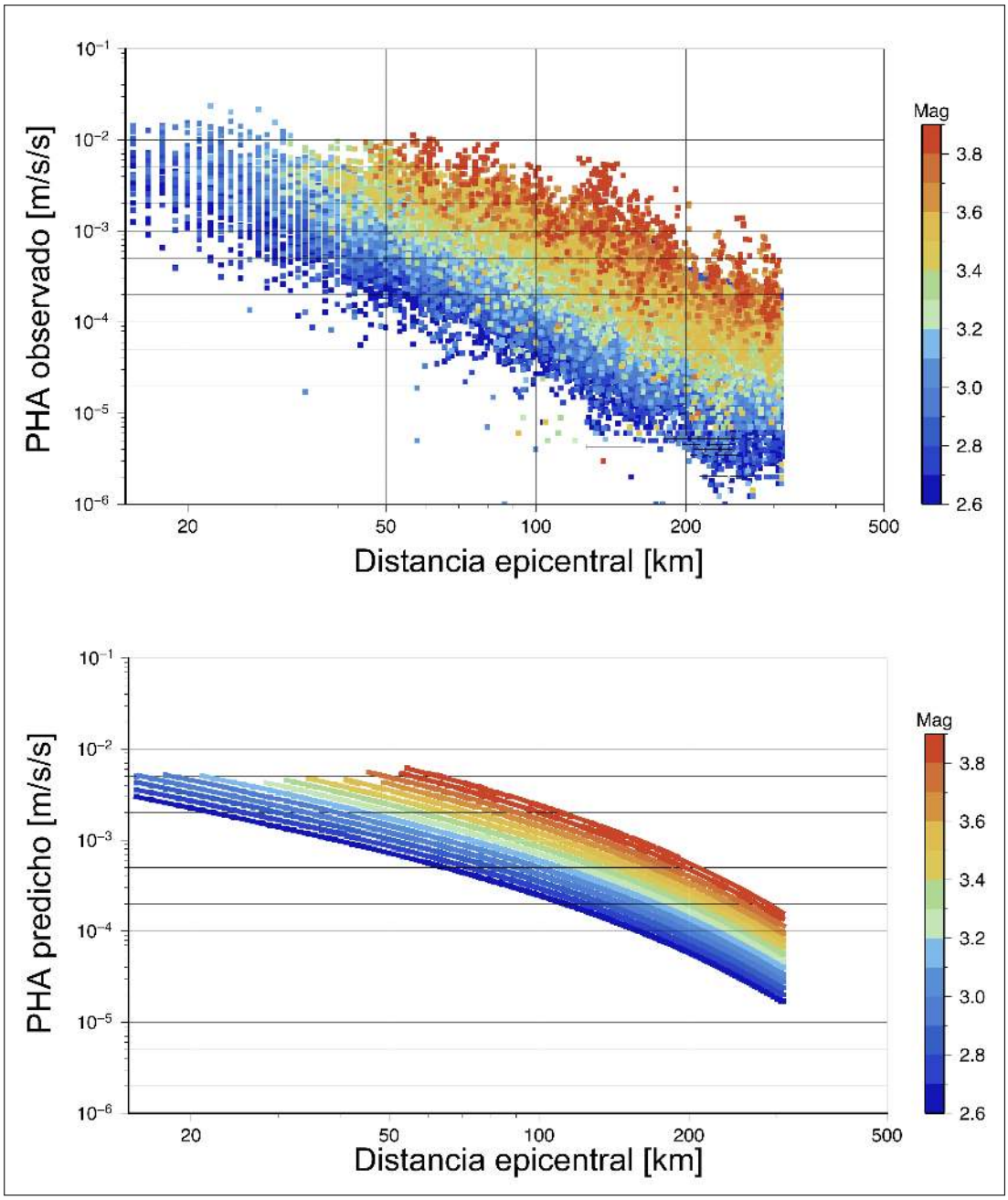

Figura 4.9: *(superior) PHA observado para los datos e (inferior) PHA predicho de componentes máximas horizontales sin filtrar.*

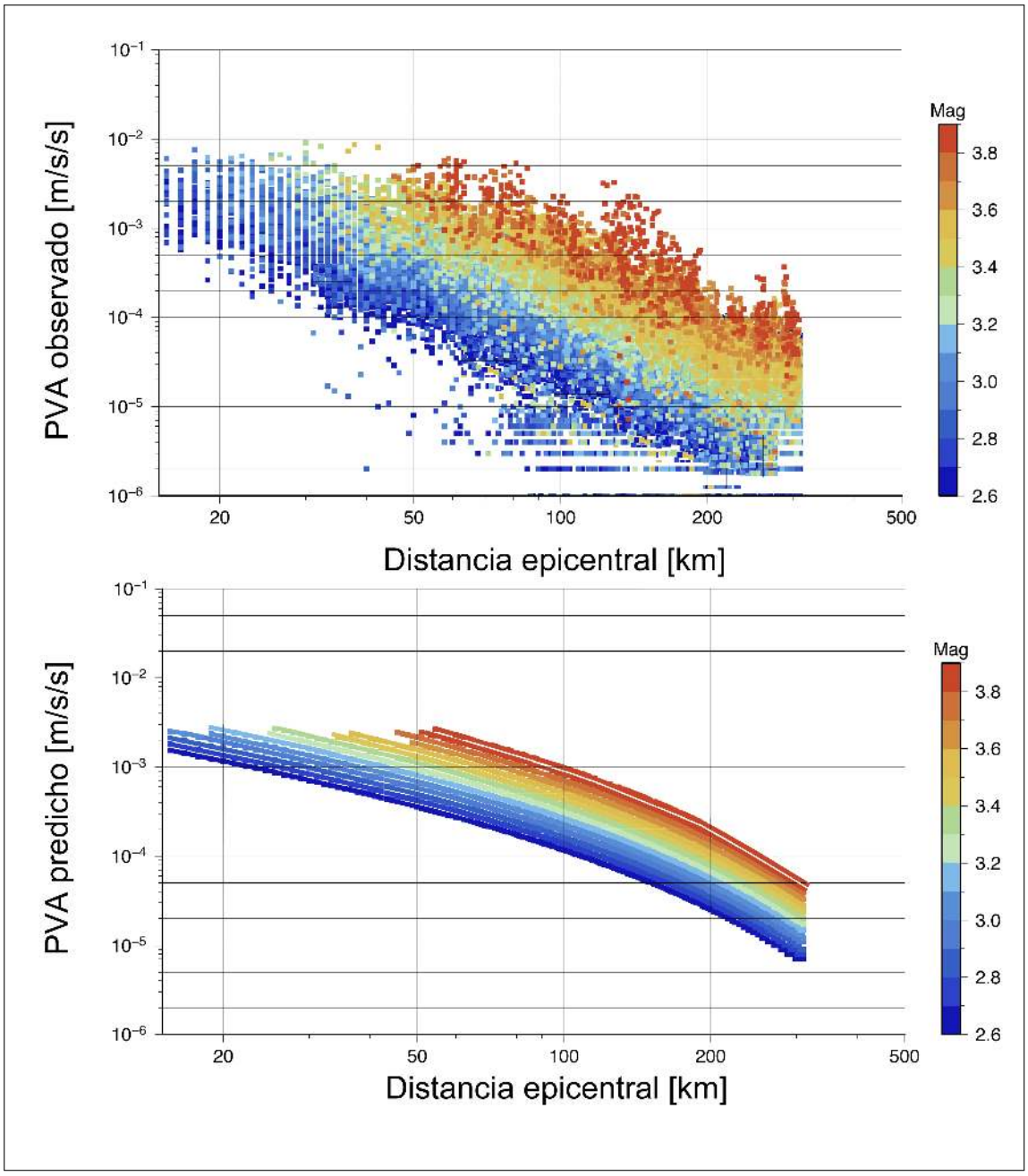

Figura 4.10: *(superior) PVA observado para los datos e (inferior) PVA predicho de componentes verticales sin filtrar.*

Parte III

Conclusión y Discusión

Discusión y Conclusión

Como se mencionó en el Capítulo 1, las relaciones de atenuación son expresiones matemáticas que relacionan un parámetro específico del movimiento (*e.g.,* desplazamiento, velocidad, aceleración, etc.) del suelo con uno o más parámetros sismológicos de un terremoto. En su forma más fundamental se expresan[2] como:

$$\ln Y = c_1 + c_2 \cdot M - c_3 \cdot \ln R - c_4 \cdot r + c_5 \cdot F + c_6 \cdot S + \epsilon,$$

donde, para este trabajo se ha determinado empíricamente los valores de los coeficientes c_1, c_2, c_3[3] y ϵ[4]. Las constantes asociadas a los parámetros F, que caracteriza el tipo de falla, y S, que caracteriza las condiciones locales de sitio, no fueron determinadas explícitamente, en principio, por tener una base de datos con una gran cantidad de datos cuya característica principal es la buena localización de los eventos y determinación de su magnitud, se optó por considerar el efecto combinado de todos los terremotos como un gran promedio, es decir, las predicciones hechas con las leyes de atenuación de este trabajo son generales e independientes del tipo de mecanismo focal de los eventos, cosa que otras leyes de atenuación no han podido considerar por contar con bases de datos más limitadas. En la práctica, es común entre los investigadores agrupar los eventos según su tipo de mecanismo focal. Por

[2] El significado de cada término se detalla en la sección 1.2.

[3] c_3 se asume como 1 al tomar un frente de ondas esférico propio de las ondas de cuerpo.

[4] Valor dado por σ_y en el capítulo anterior y que cuantifica el error de las dos regresiones.

otra parte, todas las relaciones de atenuación están destinadas a proporcionar estimaciones de los movimientos fuertes del suelo en un terreno llano. Esto significa que las registros sísmicos utilizados para desarrollar estas relaciones no deben estar ubicadas sobre o cerca de una gran estructura, una zona de relieve topográfico fuerte, o por debajo de la superficie del suelo. Es precisamente en este punto donde los efectos de sitio asociados al parámetro S juegan un papel muy importante, ya que los efectos de sitio pueden amplificar fuertemente (o reducir) los movimientos sísmicos en el último momento, justo antes de llegar las ondas a la superficie del suelo o el subsuelo de las estructuras hechas por el hombre. A la hora de desarrollar las leyes de atenuación, la mayoría de los investigadores excluyen ciertos registros de su base de datos (*e.g,* Joyner y Boore (1981), García (2001)) y realizan dos inversiones (una inversión que considera estaciones que tienen efecto de sitio y otra sin efectos de sitio) para luego hacer un comparativo de los resultados finales. Sin embargo, no todos estos investigadores están de acuerdo en que se deben excluir este tipo de registros (e.g., Campbell, 1986, 1987, 2000; Stewart, 2000).

La forma más sencilla de obtener el valor de la constante asociada al parámetro S por método de regresión es el uso de una clasificación para el suelo. Las diferentes clasificaciones de los efectos de sitio utilizados en relaciones de atenuación consideran al suelo como *soil* o *rock*. En este trabajo lo que se hizo para considerar los posibles efectos de sitio fue considerar los valores de sigma de cada estación utilizando la ecuación (4.1),

$$\text{Residuo} = \sum_{i=1}^{M} \left(\frac{A_{\text{Máx_observado, } i} - A_{\text{Máx_predicho, } i}}{A_{\text{Máx_predicho, } i}} \right), \tag{4.1}$$

donde M es el número de mediciones para una estación en particular. Las estaciones cuyos residuos tienen valores promedio mayores que +0.5 (es decir, cuyos valores promedio de $A_{\text{Máx}}$ son el doble o más) se presenta en los cuadros 4.5, 4.6, 4.7 y 4.8.

Estación	Latitud (°)	Longitud (°)	N^o datos	$\frac{obs-pred}{pred}$
L106	-38.34	-71.81	383	0.806326
QC03	-37.61	-71.99	952	1.4936
QC07	-37.81	-72.70	677	0.929489
QF08	-35.43	-71.65	268	1.90127
U11B	-37.21	-71.83	2365	1.7137
U16B	-37.82	-72.96	886	0.875346
U26B	-36.52	-72.22	4739	0.8497
U29B	-36.91	-71.50	2043	1.82392
U30B	-36.80	-71.76	1268	1.72748
U33B	-36.56	-71.54	2526	1.77537
U35B	-36.90	-71.97	3319	0.719115
U55B	-35.70	-71.10	1566	2.47075
U71B	-34.09	-70.83	4751	1.05144

Cuadro 4.5: *Estaciones que amplifican las observaciones para PHASF.*

Estación	Latitud (°)	Longitud (°)	N^o datos	$\frac{obs-pred}{pred}$
QC03	-37.61	-71.99	985	1.16869
QC07	-37.81	-72.70	486	0.748693
QF08	-35.43	-71.65	337	1.17245
U11B	-37.21	-71.83	2229	1.22838
U16B	-37.82	-72.96	514	1.14235
U26B	-36.52	-72.22	4033	0.890048
U29B	-36.91	-71.50	2393	1.08209
U30B	-36.80	-71.76	1081	1.52022
U33B	-36.56	-71.54	2343	1.49638
U55B	-35.70	-71.10	1273	1.58972
U71B	-34.09	-70.83	3228	1.19309

Cuadro 4.6: *Estaciones que amplifican las observaciones para PVASF.*

Estación	Latitud (°)	Longitud (°)	N^o datos	$\frac{obs-pred}{pred}$
L104	-37.86	-72.09	453	0.764143
L106	-38.34	-71.81	455	0.866086
QC03	-37.61	-71.99	932	1.50322
QC07	-37.81	-72.70	895	0.775534
QF08	-35.43	-71.65	406	1.64825
U11B	-37.21	-71.83	2252	1.76955
U16B	-37.82	-72.96	1027	0.742339
U26B	-36.52	-72.22	4681	0.905195
U29B	-36.91	-71.50	2219	1.6408
U30B	-36.80	-71.76	1378	1.49201
U33B	-36.56	-71.54	1967	1.93869
U55B	-35.70	-71.10	906	2.5376
U71B	-34.09	-70.83	4233	1.10344

Cuadro 4.7: *Estaciones que amplifican las observaciones para PHAF.*

Estación	Latitud (°)	Longitud (°)	N^o datos	$\frac{obs-pred}{pred}$
L104	-37.86	-72.09	450	0.745443
QC03	-37.61	-71.99	1121	1.07522
QC07	-37.81	-72.70	539	0.849358
QF08	-35.43	-71.65	260	1.10112
QF15	-35.43	-71.60	2692	0.783172
U11B	-37.21	-71.83	3423	0.9707
U16B	-37.82	-72.96	845	0.79573
U26B	-36.52	-72.22	4408	1.13185
U29B	-36.91	-71.50	2970	1.39099
U30B	-36.80	-71.76	1257	1.54431
U33B	-36.56	-71.54	2801	1.74104
U55B	-35.70	-71.10	1490	1.97826
U71B	-34.09	-70.83	3352	1.31894

Cuadro 4.8: *Estaciones que amplifican las observaciones para PVAF.*

Para el trabajo futuro se planea trabajar con un mapa geológico y corroborar si las locaciones en las que se encuentran emplazadas estas estaciones tienen efecto de sitio. Hechos los comentarios pertinentes sobre los coeficientes para F y S que no fueron calculados en este trabajo, la siguiente pregunta

más natural que surge es si las leyes de atenuación desarrolladas en este trabajo pueden ser utilizadas para sismos con magnitudes mayores a M_w 3.9. Para dar respuesta a esta interrogante se decidió escoger del catálogo de la National Earthquake Information Center (NEIC) sismos con magnitudes entre $4.0 \leq M_w \leq 6.2$ dentro del área de estudio que cumplieran las condiciones consideradas en la sección 2.2.1. Los eventos seleccionados se visualizan en la figura 4.11. La distribución de PHASF y PVASF con respecto a la distancia, se visualiza en la figura 4.12. El tratamiento de estos datos idéntico al de los datos iniciales excepto por la aplicación del método de eliminación de outliers Thompson-τ, ya que no fue posible dividir el área epicentral total en subrangos para luego clasificarlos en clases por la poca cantidad de eventos disponibles en ese catálogo.

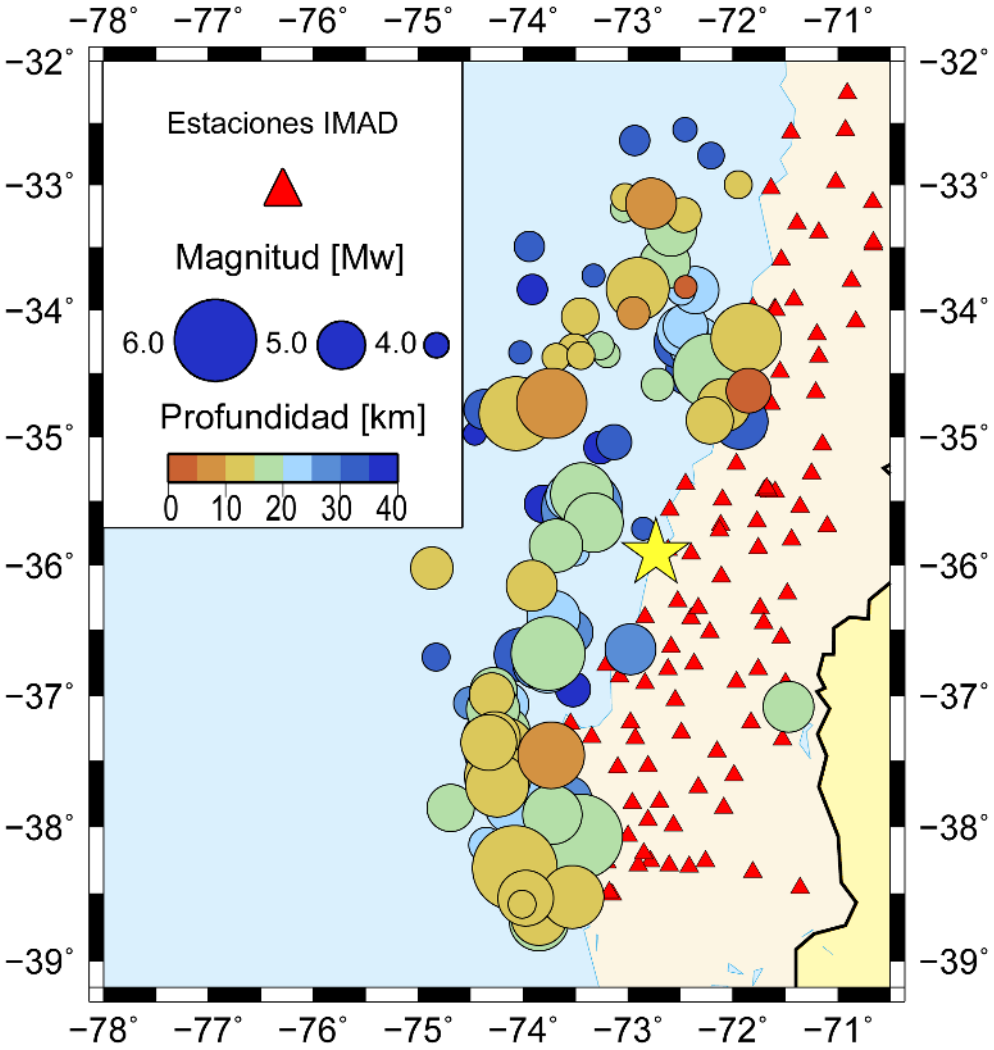

Figura 4.11: *Eventos seleccionados del catálogo de NEIC para sismos con magnitudes entre* $4.0 \leq M_w \leq 6.2$ *dentro del área de estudio. La estrella color amarillo representa el epicentro del terremoto del Maule de 2007* M_w *8.8 .*

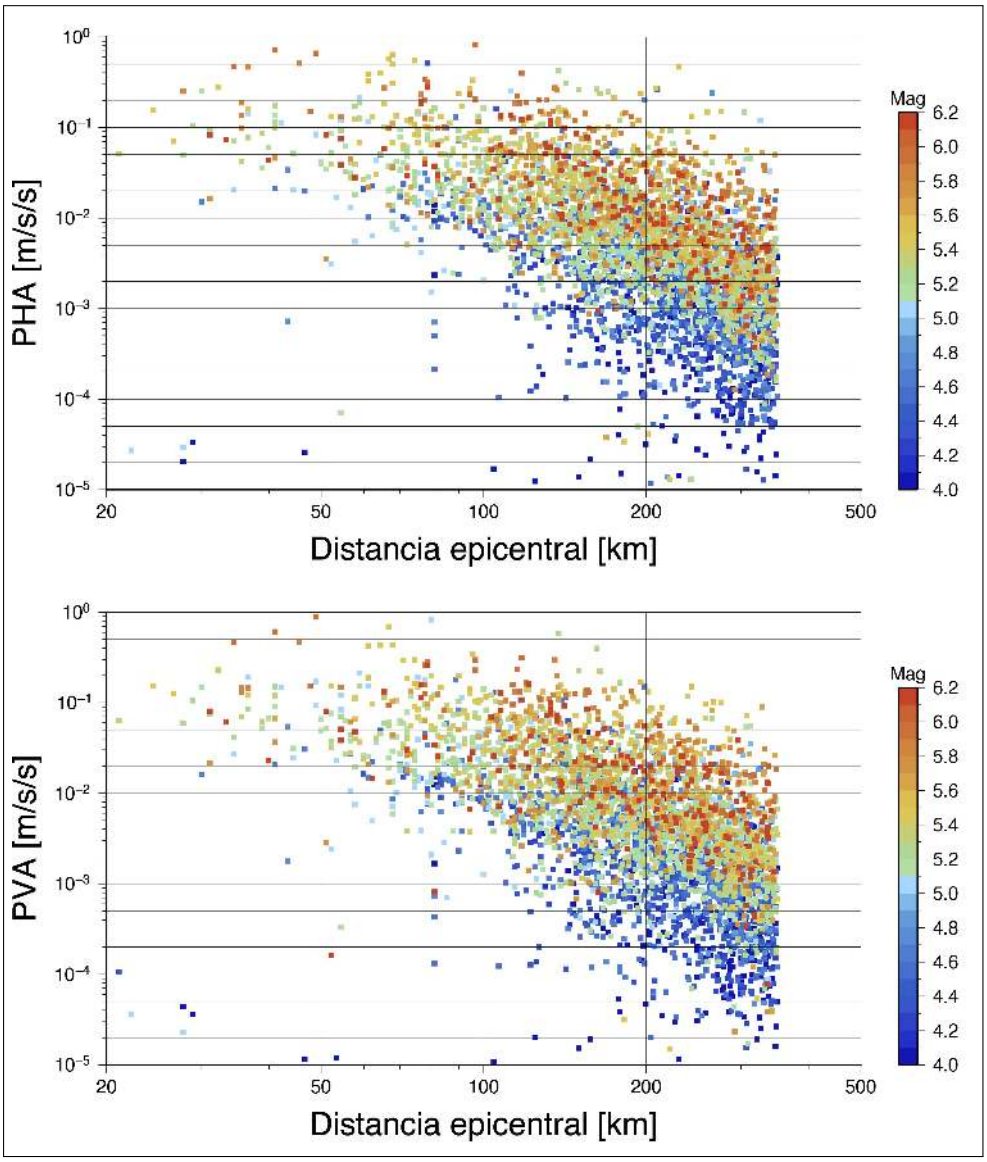

Figura 4.12: *Distribución de la atenuación para las componentes horizontales sin filtrar respecto a la distancia de los eventos seleccionados del catálogo de NEIC.*

Al aplicar la ecuación de atenuación para la determinación de PHA presentada en el cuadro 4.4, podemos evaluar cualitativamente el comportamien-

to del modelo frente a la distribución de los datos en la figura 4.13.

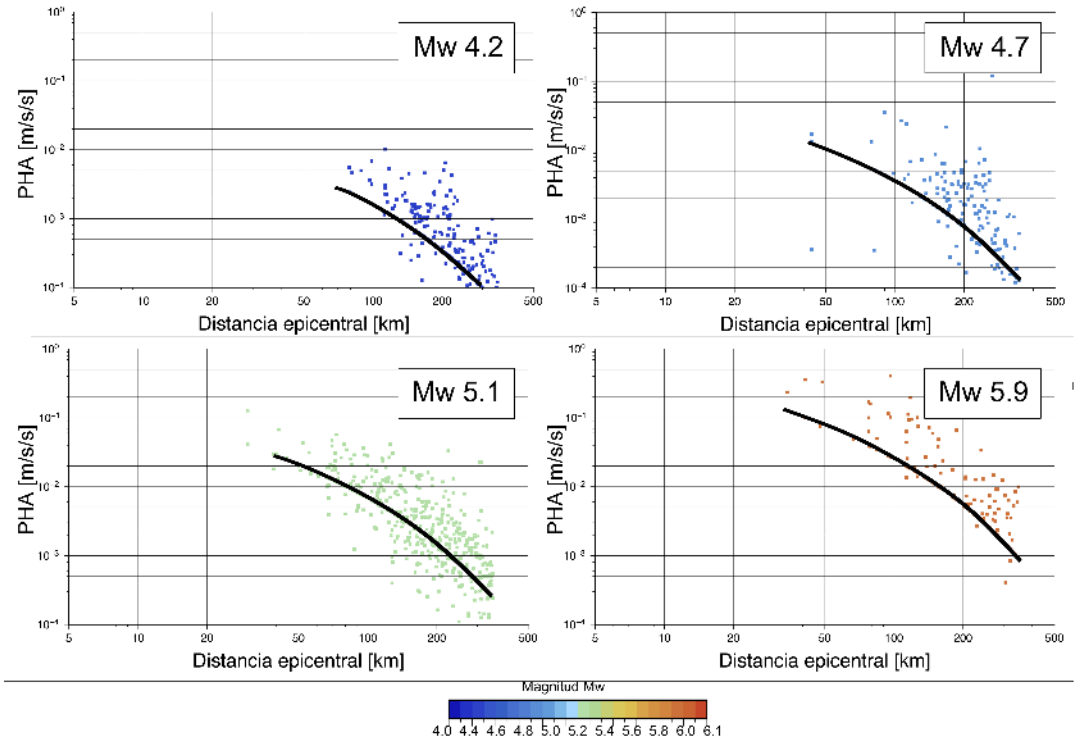

Figura 4.13: *Predicciones hechas magnitudes mayores. La línea color negro representa la curva de atenuación obtenida con el modelo mientras los puntos simbolizan los datos para una magnitud en particular.*

Como se mencionaba en la sección 4.4, donde se habla de la precisión del modelo, en base a la figura 4.13, a priori podríamos decir que nuestras leyes de atenuación tienden a subestimar ligeramente los valores $A_{\text{Máx_observado}}$ (ver M_w=4.2, M_w=4.7 y M_w=5.9). Sin embargo, para la magnitud M_w=5.1 el modelo se comporta bastante bien, pues los datos tienden a agruparse lado a lado de la curva de predicción. Un argumento para explicar el por qué de la subestimación de las predicciones puede ser producto del error de las locaciones de los sismos.

Finalmente, deseamos comparar las predicciones hechas en este trabajo con

las desarrolladas por Ruiz y Saragoni (2005), quienes utilizaron una base de datos sólo de acelerogramas chilenos de subducción de la placa de Nazca, separados en terremotos interplaca tipo thrust e intraplaca de profundidad intermedia, para la elaboración de sus ecuaciones. Estas relaciones se presentan en el cuadro 4.9. El factor 1.29 impuesto por Ruiz, representa la mejora de sus relaciones de atenuación anteriores[5]. La mejora de este factor fue producto de la gran cantidad de registros obtenidos del terremoto de Tarapacá del año 2005. La distancia considerada corresponde a la distancia hipocentral y la magnitud es la M_s. En la figura 4.14 se compara las predicciones de Ruiz y Saragoni versus las nuestras[6].

Dirección	Tipo de suelo	Fórmulas de atenuación	Unidad
Horizontal	Rock o Soil	$a_{\text{Máx}} = \dfrac{3840 \cdot e^{1,2 \cdot M_s}}{(R+80)^{2,16}}$	$[cm/s^2]$
Vertical	Rock o Soil	$a_{\text{Máx}} = \dfrac{66687596 \cdot e^{1,2 \cdot M_s}}{(R+80)^{4,09}}$	$[cm/s^2]$

Cuadro 4.9: *Fórmulas de atenuación de aceleraciones máximas horizontales y verticales, para sismos intraplaca de profundidad intermedia desarrollas por Ruiz y Saragoni (2002).*

A modo de conclusión podemos decir que las relaciones de atenuación presentadas en este trabajo representan una mejora a las leyes de atenuación para la zona centro-sur de Chile en el rango de magnitudes $2.6 \leq M_w \leq 3.9$. La gran ventaja que tuvo este trabajo fue contar una amplia base de datos que fue catálogo de Lange *et al.,* (2012) y pudimos comparar nuestros resultados con los predichos por el modelo de Ruiz y Saragoni (2005) sin llegar a resultados concluyentes. Es necesario hacer hincapié en que si deseamos

[5]El factor utilizado en su trabajo del año 2002 para la determinación de aceleraciones máximas horizontales y verticales, para sismos intraplaca de profundidad intermedia era de 1.2.

[6]Es importante mencionar que los resultados obtenidos con las ecuaciones de Ruiz y Saragoni fueron convertidos a las unidades de medida empleados en este trabajo $[m/s^2]$ y $[km]$.

expandir el rango de magnitudes, es necesario corregir el tipo de distancia a utilizar, ya que la distancia epicentral no es la más adecuada al momento de considerar magnitudes mayores y con ello, fuentes no puntuales. La siguiente tarea para el futuro es tomar ventaja de la gran cantidad de registros en cada sitio para determinar la respuesta del sitio y estudiar lo que actualmente se llama "sigma de una sola estación" (*single station sigma*), que considera la reducción de la varianza total de los movimientos del suelo mediante el uso de los datos desde una sola estación. Este es actualmente un tema de mucho interés, papers hechos por Norm Abrahamson (2010) y Adrián Rodríguez-Marek (2011 y 2013) que podrían servir de gran ayuda a la hora de considerar este punto.

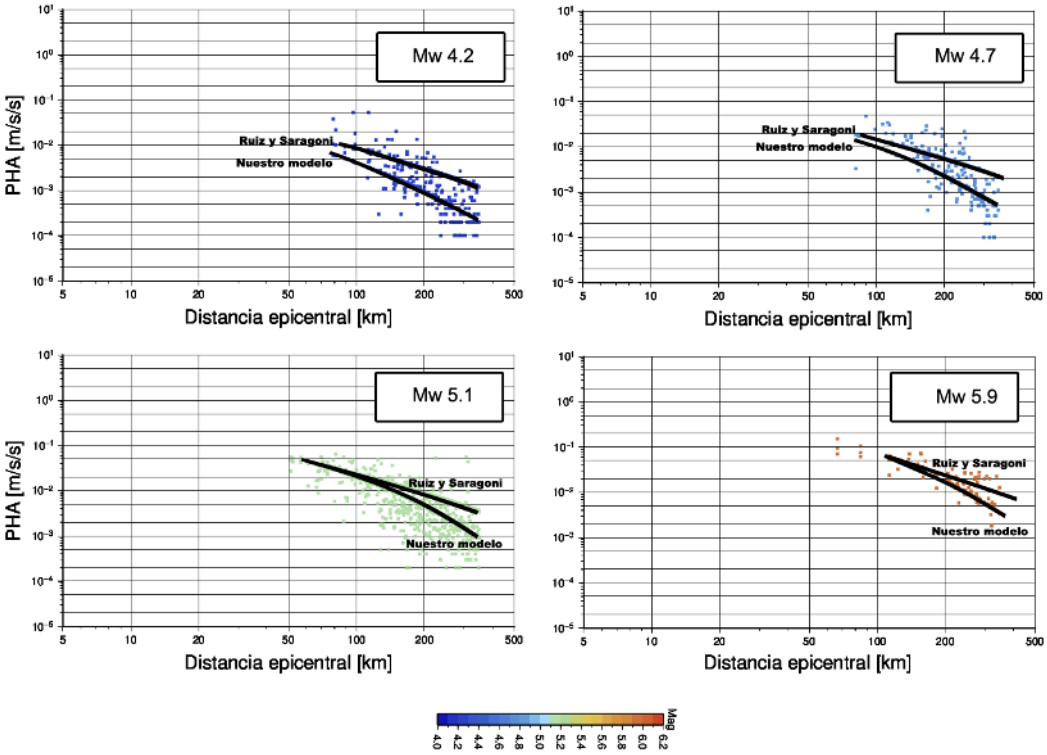

Figura 4.14: *Comparación entre las predicciones hechas por Ruiz y Saragoni versus las nuestras.*

Parte IV

Anexos

Apéndice A

Pre-procesamiento de datos sísmicos

```
# Format
#
# Column 1  YYYY-MM-DD
# Column 2  HH MM SS.SS
# Column 3  lat(°)
# Column 4  lon(°)
# Column 5  depth (km)
# Column 6  Uncertainties from NonLinLoc (68% confidence ellipsoiod) for latitude  (km)
# Column 7  Uncertainties from NonLinLoc (68% confidence ellipsoiod) for longitude (km)
# Column 8  Uncertainties from NonLinLoc (68% confidence ellipsoiod) for depth (km)
# Column 9  Local Magnitude (Ml) "0 " if no local magnitude could be calculated
# Column 10  Number of P arrivals used for location
# Column 11  RMS (s)
# Column 12  unused
# Column 13  unused
# Column 14  GAP(°)
# Column 15  moment magnitude (Mw)  "0 " if no Mw could be calculated
#
# date     time         lat(°)  lon(°)    depth ela(km) elo(km) ez(km) Ml sta RMS Typ --- GAP Mw
20100315 00 42 51.50 -34.384  -072.082  019.2   0.80   1.80   1.40  4.2 16  0.4 0 0  188 4.0
20100316 01 51 12.40 -34.866  -072.182  051.7   0.70   1.20   1.50  3.4 16  1.1 0 0  171 3.3
20100317 10 10 35.50 -35.251  -072.038  012.0   0.60   1.00   1.50  3.9 13  0.1 0 0  172 3.5
20100317 17 17 32.80 -36.305  -073.537  021.4   1.40   2.40   3.50  4.8 13  0.2 0 0  237 4.3
20100317 19 00 06.20 -36.686  -073.119  031.1   0.70   1.30   1.20  5.0 17  0.4 0 0  172 4.4
20100317 19 10 19.50 -33.888  -070.161  099.0   1.00   2.50   0.80  4.1 16  0.5 0 0  243 4.0
20100317 20 04 06.60 -34.541  -071.877  014.5   0.70   1.40   1.70  4.2 14  0.1 0 0  127 4.0
20100317 22 52 29.50 -36.876  -073.028  035.4   1.30   1.30   1.60  4.7 12  0.1 0 0  195 4.1
```

Figura A.1: *Catálogo Lange et al., 2012. A partir del registro completo de réplicas del terremoto del Maule del 27 de Febrero de 2012 es necesario seleccionar los eventos sísmicos que se localizan dentro de la región de estudio.*

A.1. Listado de estaciones International Maule Aftershock Displacement IMAD

Red	Estación	Latitud	Longitud	Red	Estación	Latitud	Longitud
3A	L002	-38.26	-72.26	3A	L003	-38.30	-72.42
3A	L005	-38.26	-72.79	3A	L006	-38.29	-72.90
3A	L007	-38.17	-73.37	3A	L008	-38.41	-73.91
3A	L009	-37.03	-73.52	3A	L101	-37.36	-73.66
3A	L102	-37.43	-72.15	3A	L103	-37.34	-71.53
3A	L104	-37.86	-72.09	3A	L105	-38.46	-71.36
3A	L106	-38.34	-71.81	3A	L107	-39.33	-71.79
3A	L201	-38.51	-73.15	3A	UO2B	-37.21	-72.98
XS	QC01	-32.26	-70.91	XS	QC02	-37.04	-72.55
XS	QC03	-37.61	-71.99	XS	QC04	-37.55	-73.10
XS	QC05	-38.29	-72.61	XS	QC06	-33.99	-71.60
XS	QC07	-37.81	-72.70	XS	QC08	-38.27	-73.20
XS	QC09	-34.00	-71.60	XS	QC10	-37.54	-72.81
XS	QC11	-37.77	-73.49	XS	QC12	-34.19	-71.20
XS	QC13	-34.00	-71.61	XS	QC14	-37.33	-72.93
XS	QF01	-32.56	-70.93	XS	QF021	-34.38	-72.01
XS	QF022	-34.40	-72.02	XS	QF02A	-34.38	-72.01
XS	QF02B	-34.40	-72.02	XS	QF03	-32.58	-71.45
XS	QF04	-33.14	-70.67	XS	QF05	-34.00	-71.61
XS	QF06	-33.31	-71.39	XS	QF07	-33.31	-71.39
XS	QF08	-35.43	-71.65	XS	QF09	-32.98	-71.02
XS	QF10	-32.98	-71.02	XS	QF11	-36.41	-72.40
XS	QF11A	-36.41	-72.40	XS	QF12	-34.35	-71.71
XS	QF13	-35.42	-71.70	XS	QF14	-35.21	-71.97
XS	QF15	-35.43	-71.60	XS	QF16	-34.24	-71.88
XS	QF17	-34.64	-71.90	XS	QF18	-35.42	-71.67
XS	QF19	-37.32	-73.35	XS	QF20	-35.69	-72.12
XS	QF21	-36.41	-72.40	XS	QF22	-37.65	-73.63
XS	QF22A	-37.65	-73.63	XS	QF23	-35.21	-71.97

Sigue en la página siguiente.

Red	Estación	Latitud	Longitud	Red	Estación	Latitud	Longitud
XS	QF241	-33.48	-70.66	XS	QF242	-33.03	-71.64
XS	QF24A	-33.48	-70.66	XS	QF24B	-33.03	-71.64
XS	QF271	-33.46	-70.66	XS	QF272	-34.00	-71.59
XS	QF27A	-33.46	-70.66	XS	QF27B	-34.00	-71.59
XY	U01B	-37.29	-72.49	XY	U02B	-37.21	-72.98
XY	U03B	-37.70	-72.33	XY	U04B	-37.99	-72.57
XY	U05B	-37.95	-72.81	XY	U06B	-37.22	-73.55
XY	U07B	-38.25	-73.47	XY	U08B	-36.63	-72.59
XY	U09B	-38.49	-73.18	XY	U10B	-38.20	-72.85
XY	U11B	-37.21	-71.83	XY	U12B	-37.95	-73.41
XY	U14B	-36.86	-73.08	XY	U15B	-38.07	-73.00
XY	U16B	-37.82	-72.96	XY	U26B	-36.52	-72.22
XY	U27B	-36.28	-72.53	XY	U28B	-36.33	-72.33
XY	U29B	-36.91	-71.50	XY	U30B	-36.80	-71.76
XY	U32B	-36.33	-71.74	XY	U33B	-36.56	-71.54
XY	U34B	-36.45	-71.71	XY	U35B	-36.90	-71.97
XY	U36B	-36.76	-72.37	XY	U37B	-36.80	-72.62
XY	U40B	-36.63	-72.86	XY	U41B	-36.40	-72.84
XY	U42B	-36.91	-72.84	XY	U43B	-36.22	-71.48
XY	U44B	-36.09	-72.11	XY	U45B	-34.74	-71.64
XY	U46B	-35.06	-71.15	XY	U51B	-34.65	-71.21
XY	U52B	-35.80	-71.44	XY	U53B	-35.87	-71.76
XY	U54B	-35.55	-71.36	XY	U55B	-35.70	-71.10
XY	U56B	-35.29	-71.25	XY	U57B	-35.49	-72.10
XY	U58B	-35.37	-72.45	XY	U59B	-35.91	-72.40
XY	U60B	-35.88	-72.62	XY	U61B	-35.57	-72.60
XY	U62B	-35.66	-71.77	XY	U63B	-35.73	-72.13
XY	U64B	-35.40	-71.68	XY	U65B	-34.96	-71.79
XY	U66B	-34.91	-72.17	XY	U67B	-34.49	-71.55
XY	U68B	-34.41	-71.97	XY	U69B	-34.37	-71.18
XY	U70B	-33.77	-70.87	XY	U71B	-34.09	-70.83
XY	U72B	-33.98	-71.81	XY	U73B	-33.92	-71.42
XY	U74B	-33.60	-71.54	XY	U75B	-33.38	-71.18

Sigue en la página siguiente.

Red	Estación	Latitud	Longitud	Red	Estación	Latitud	Longitud

Cuadro A.1: *Listado de estaciones IMAD.*

A.2. Selección de datos

Dado al gran número de eventos registrados en el catálogo de Lange *et al.,* 2012, se decidió restringir el número de eventos a ∼2000, para ello se tomaron en cuenta las siguientes consideraciones:

1. Gráficar en un mapa el total de los eventos y observar su distribución espacial[1].

2. En base al punto 1, se notó la existencia de una simetría de los eventos sísmicos en torno a la fosa.

3. Se creó un nuevo sistema de referencia donde uno de los ejes pasa por la costa chilena y cuyo origen se encuentra en las coordenadas del epicentro del evento sísmico principal (72.90 W, 36.12 S). La finalidad de este paso es meramente práctico: se aprovecha la geometría del problema para crear los cuatro cuadrantes de estudio con el objetivo de simplificar en posterior procesamiento de los datos.

El nuevo sistema de referencia se obtuvo mediante una simple rotación de ejes, proceso que se describe a continuación.
Sea x la columna de datos correspondiente a la Longitud de los eventos e y la de Latitud, ambas en grados. El nuevo sistema de referencia se centra en el

[1] Al obtener una representación visual de los datos según su magnitud y profundidad, el catálogo original de Lange *et al.,* 2012 registra eventos profundos (> 70 km) cercanos a la Cordillera de los Andes. En el presente trabajo no se van a abordar este tipo de sismos para enfocarnos exclusivamente a eventos con profundidades máximas de 40 km.

punto $(x_0, y_0) = (-72{,}90, -35{,}12)$. Para que este punto se convierta en (0,0) se le sustrae su análogo correspondiente. Hecho esto, los puntos son rotados en un ángulo de 25 grados (valor aproximado que presenta la línea costa de la zona Central de Chile), tal que el nuevo sistema de sistema para el eje x está comprendido en el rango [-5,5] y el eje y en [-3,3] grados. La rotación se efectuó aplicando la matriz de rotación:

$$R(\theta) = \begin{pmatrix} \cos\theta & -\sin\theta \\ \sin\theta & \cos\theta \end{pmatrix} \tag{A.1}$$

En este nuevo sistema de referencia, las coordenadas de los sismos son:

$$\begin{aligned} x' &= x\cos\theta - y\sin\theta \\ y' &= x\sin\theta + y\cos\theta \end{aligned} \tag{A.2}$$

Para deshacer la rotación y retornar al sistema de referencia original utilizamos las ecuaciones de (A.2), recordando que se debe cambiar el signo del ángulo, mientras que x e y ahora corresponden a x' e y'. Obtenidos los cuatro cuadrantes, la información extraída es exportada en archivo de textos individuales.

Apéndice B

Adquisición y procesamiento de datos sismológicos

Los programas presentados en este apéndice fueron escritos en bash y están en el orden requerido para el proceso de adquisición y procesamiento de los datos sismológicos.
El siguiente programa utiliza como entrada el archivo de eventos sísmicos de un cuadrante específico para dar un archivo de salida[1] con el formato requerido para crear el archivo con formato BREQ_FAST.

```
#! /bin/bash

cat_ini=``sismos${X}.txt" # catalogo de entrada de cuad. específico
cat_end=``search${X}.txt" # salida

for line in `more ${cat_ini} | grep -v \# | awk '{print NR}'`;do
YYYY=`more ${cat_ini} | awk '{ if ( NR == '${line}' ) print substr($1,1,4)}'`
```

[1]Los archivos de salida tienen como nombre genérico **searchX.txt**, donde X corresponde al número de un cuadrante específico. Al final de este proceso se cuenta con cuatro archivos de salida.

```
MM=`more ${cat_ini} | awk '{ if ( NR == '${line}' ) print substr
    ($1,5,2)}'`
DD=`more ${cat_ini} | awk '{ if ( NR == '${line}' ) print substr
    ($1,7,2)}'`
hh=`more ${cat_ini} | awk '{ if ( NR == '${line}' ) print $2}'`
min=`more ${cat_ini} | awk '{ if ( NR == '${line}' ) print $3}'`
seg=`more ${cat_ini} | awk '{ if ( NR == '${line}' ) print $4}'`
#proof=`more ${cat_ini} | awk '{ if ( NR == '${line}' ) print $1
    }'`
lat=`more ${cat_ini} | awk '{ if ( NR == '${line}' ) print $5}'`
lon=`more ${cat_ini} | awk '{ if ( NR == '${line}' ) print $6}'`
prof=`more ${cat_ini} | awk '{ if ( NR == '${line}' ) print $7
    }'`
mag=`more ${cat_ini} | awk '{ if ( NR == '${line}' ) print $8}'`

echo $YYYY $MM $DD $hh $min $seg $lat $lon $prof $mag | awk '{
    printf ("%4s %2s %2s %2.2i %2.2i %2.2i %4.2f %4.2f %4.2f %4.1
    f\n", $1,$2,$3,$4,$5,$6,$7,$8,$9,$10) }'

done
```

B.1. Adquisición de datos vía BREQ_FAST

El siguiente programa crea un archivo BREQ_FAST para solicitar datos sismológicos a IRIS DMC a partir del archivo de estaciones y un subcatálogo con los eventos sísmicos seleccionados.

```
#!/bin/bash

# sta: codigo de la estacion;  nw codigo de la red

# Determinar la longitud deseada del sismograma antes y después
    del tiempo de origen
```

```
windowless=60
windowmore=240
numchan=3
nw= IMAD
channels="HHZ HHE HHN"
range=30-90      # doesn't do anything, you might want to use it
    for labels
cat <<EOF > ${nw}_LANGE.BREQfast
.NAME Maria Jose Vera
.INST University of Concepcion
.MAIL Dept of Geophysics, University of Concepcion, Concepcion,
    Chile
.EMAIL geofyss@gmail.com
.PHONE +56-041-2979525
.FAX +56-041-2220104
.MEDIA FTP
.ALTERNATE MEDIA EXABYTE - 2 gigabyte
.LABEL ${nw}_LANGE.BREQfast
.END
EOF

for netsta in `more imad_stations.txt | grep -v "Data available"
    | grep -v NOOO | awk -F"\t" '{print $1"."$2}' | sort -u `;
   do

echo "Trabajando en la estación ${netsta}"

net=`echo ${netsta} | awk -F"." '{print $1}'`
sta=`echo ${netsta} | awk -F"." '{print $2}'`

for event in `more search.txt |  awk '{ print $12 }'`
do
        yyyy=`echo $event | awk '{ print substr($0,1,4) }'`
        jjj=`echo $event | awk '{ print substr($0,5,3) }'`
```

```
        hr=`echo $event | awk '{ print substr($0,8,2) }'`
        mn=`echo $event | awk '{ print substr($0,10,2) }'`
        sc=`echo $event | awk '{ print substr($0,12,2) }'`

# calcula tiempo inicial y tiempo final en unidades unix
        unix_mid=`echo $yyyy $jjj $hr $mn $sc | gawk '{ print
            mktime($1" 01 "$2" "$3" "$4" "$5)}'`
        unix_start=$(((${unix_mid}-${windowless}))
        unix_stop=$(((${unix_mid}+${windowmore}))

# convertir tiempo inicial y final  a strings para la salida del
    archivo BREQfast
        start_string=`echo $unix_start | gawk '{ print strftime(
            "\%Y \%m \%d \%H \%M \%S.0",\$1) }'`
        stop_string=`echo $unix_stop | gawk '{ print strftime("
            \%Y \%m \%d \%H \%M \%S.0",\$1) }'`

        echo "${sta}|${net}|$start_string $stop_string $numchan
            $channels" | awk -F"|" '{ printf("%-4s %2s %s\n",$1,
            $2,$3) }' >> ${nw}_LANGE.BREQfast

done
done
echo "Done."
```

B.2. Extracción de formato miniSEED

Para la extracción de los archivos a formato SAC se necesitan los archivos **search.txt**, los archivos miniSEED descargados de IRIS DMC, el programa **rdseed** y los dataless correspondientes para cada cuadrante para poder utilizar el programa que se presenta a continuación.

```
# to be run in /store4/MJV/RAW_SAC_FILES/CX      Con X=5
X=5
# RECUERDE CAMBIAR CX_LANGE.BREQ (cada una de las carpetas tiene
    ese nombre) , con X=1,2,3,4.

export ALT_RESPONSE_FILE=/store4/MJV/RAW_SAC_FILES/C${X}_LANGE.
    BREQfast/LC5_LANGE.BREQfast.243962.dataless

# RECUERDE CAMBIAR searchX , con X=1,2,3,4.
arch_evts=/store4/MJV/SCRIPTS/search${X}.txt

for evt in `more ${arch_evts} | grep -v event | awk '{print $12
    }'`; do
#for evt in `more ${arch_evts} | grep -v event | awk '{ if ( NR
    >= 1112 ) print $12}'`; do
#for evt in 2010257220449; do

#evttime=`more ${arch_evts} | grep ${evt} | awk '{ print $1","
    substr($2,2,3)","$5":"$6":"$7"000"}'`

hour=`more ${arch_evts} | grep ${evt} | awk '{ print $5}'`
min=`more ${arch_evts} | grep ${evt} | awk '{ print $6}'`
sec=`more ${arch_evts} | grep ${evt} | awk '{ print $7"000"}'`
jdy=`more ${arch_evts} | grep ${evt} | awk '{ print substr($2
    ,2,3)}'`
year=`more ${arch_evts} | grep ${evt} | awk '{ print $1}'`

windowless=60
windowmore=240
# calculate start and stop unix times
        unix_mid=`echo $year $jdy $hour $min $sec | gawk '{
            print mktime($1" 01 "$2" "$3" "$4" "$5)}'`
        unix_start=$((${unix_mid}-${windowless}))
        unix_stop=$((${unix_mid}+${windowmore}))
```

```
# convert start and stop unix times to strings for input to
    rdseed
        starttime=`echo $unix_start | gawk '{ print strftime("%Y
            %j %H %M %S",$1) }' | awk '{print $1","$2","$3":"$4"
            :"$5".0000"}'`
        endtime=`echo $unix_stop | gawk '{ print strftime("%Y %j
            %H %M %S",$1) }' | awk '{print $1","$2","$3":"$4":"
            $5".0000"}'`

# RECUERDE CAMBIAR CX_LANGE.BREQ (cada una de las carpetas tiene
     ese nombre) , con X=1,2,3,4. Aqui estan los archivos RAW
    miniseed
for mseedfile in `ls /store4/MJV/RAW_SAC_FILES/C5_LANGE.BREQfast
    /LC5_LANGE.BREQfast/*.mseed`; do
stat=`echo ${mseedfile} | awk -F"." '{print $1}' | awk -F"/" '{
    print $7}'`
echo $evt $mseedfile

rdseed << END
${mseedfile}

d

${stat}

${starttime}
${endtime}


END
done
done
```

Apéndice C

Método estadístico para la identificación de observaciones anómalas (outliers)

C.1. Programa Matlab para eliminar valores outliers

El siguiente programa[1] detecta los valores atípicos usando el método τ de Thompson, que se basa en la desviación absoluta de cada registro a partir de la media y la desviación estándar de la muestra a analizar. La magnitud de τ corresponde al tamaño del vector de la muestra (m) o la matriz ($m \times n$). Los valores outliers detectados son convertidos a NaN. Una vez que se elimina un valor outlier, el promedio y la desviación estándar y la magnitud del vector τ de Thompson ($\tau \times std$) son re-calculados para verificar si existe otro valor anómalo. Si la entrada es una matriz, esta será convertida a vector antes de detectar los outliers, sin embargo, la salida seguirá una matriz con las

[1]Este programa es una mejora de la función hecha por Vince Petaccio (2009) y se encuentra disponible de manera gratuita en el sitio en línea de MATLAB Central http://www.mathworks.com/matlabcentral/fileexchange/24885-remove-outliers.

dimensiones $(m \times n)$ de la original.

```
    %Función outliers: Elimina los outliers basándose en
        Thompson Tau:
    function [X, outliers_idx] = outliers(X0, num_outliers)

%Variables de entrada:
%X0: vector de entrada o matriz que contiene valores outliers
%num_outliers: número de outliers que se desea eliminar del
    vector o matriz de entrada

outliers_idx=[]; %Si no se encuentran outliers, regresar una
    matriz vacía
  X=[];
    if nargin<1
disp('Error! Se necesita al menos un argumento de entrada');
    return;
    elseif nargin<2
    num_outliers=1;
    end

    %Si la entrada es un vector fila, convertirlo a vector
        columna:
  vec=0;
  [rows,cols]=size(X0);
  if rows==1      %vector fila
  X0=X0';       %transpuesta
  vec=1;
  elseif cols==1 %vector fila
  vec=2;
  end
  [rows,cols]=size(X0);

  X0=X0(:); %convertir la matriz a vector
  n1=length(X0); %Determinar el numero de muestras en los
      datos de entrada
```

```
if n1 < 3
 display(['Error! Deben haber al menos 3 muestras en el  set
    de datos' ...
     ' para usar esta función.']);
     return
   end
 X=X0; %Mantener el vector original

 %Ordenar el vector de entrada para que la eliminación de
    los datos
 %sea una tarea rutinaria utilizando el valor absoluto: se
    acumulan los
 %valores extremos en la parte superior del vector (se
    requieren los índices).

 [X, idx]=sort(abs(X));
 X=X0(idx); %ordenar vector usando idx basado en valores abs.
 X(isnan(X))=[]; %Eliminar NaNs antes de los calculos
 n=length(X); %largo luego de remover los NaNs
 nns=n1-n; %NaN  agrupados al final y ordenados por peso
 xbar = mean(X);%calcula la media del vector de entrada
 stDev= std(X); %calcula DevSTD del vector de entrada

 %Función outliers: Elimina los outliers basándose  en
    Thompson Tau:
  function [X, outliers_idx] = outliers(X0, num_outliers)
 %tau es un vector que contiene los valores  Thompson's Tau:
 tau =     [1.150; 1.393; 1.572; 1.656; 1.711; 1.749; 1.777;
    1.798; 1.815;
 1.829; 1.840; 1.849; 1.858; 1.865; 1.871; 1.876; 1.881;
    1.885; 1.889;
 1.893; 1.896; 1.899; 1.902; 1.904; 1.906; 1.908; 1.910;
    1.911; 1.913;
 1.914; 1.916; 1.917; 1.919; 1.920; 1.921; 1.922; 1.923;
    1.924];
```

```
    %Determina el valor de   stDev multiplicado Tau
    if n > length(tau)
      tauS=1.960*stDev; %Para n > 40
      else
      tauS=tau(n)*stDev; %Para muestras de tamaño 3 < n < 40
    end
    %Comparar  valores extremos altos/bajos con tauS:

     i=1;
     while num_outliers > 0
     if abs(abs(X(end))-xbar) > tauS
     X=X(1:end-1);
     n=length(X);
     outliers_idx(i)=idx(end-i-nns+1);
     X0(outliers_idx(i))=NaN;
     i=i+1;
    %Determinar el NUEVO valor de S multiplicado tau
    stDev=std(X);
    xbar=mean(X);
    if n > length(tau)
        tauS=1.960*stDev; %Para n > 40
      else
tauS=tau(n)*stDev; %Para muestras de tamaño 3 < n < 40
        end
    end

    %transforma vector a matrix y regresa X con vector de
        salida con las mismas
    %dimensiones del vector entrada pero los outliers
        convertidos a NaNs; also, convert outlier
    num_outliers=num_outliers-1; %reduce num_outliers en 1
    end %final del ciclo
     if vec==1
       X=X0'; %vector fila después remover  outliers
     elseif vec==2
```

```
X=X0;   % vector columna  después remover  outliers
 outliers_idx=outliers_idx '; %ndices de vector columna de
     outlier
else
matidx=zeros(length(X0),2);
X=nan(rows,cols);
i2=1;
for j=1:cols
    for i=1:rows
        X(i,j)=X0(i+(j-1)*rows); %matrix después  remover
            outliers
        matidx(i2,1)=i;
        matidx(i2,2)=j;
        i2=i2+1;
    end
    end
if isempty(outliers_idx)==0
    outliers_idx=matidx(outliers_idx,:); %ndices de matriz
        con outliers
 end
 end
 end
```

Índice de figuras

2.1. Medidas de distancia utilizadas en relaciones de atenuación (de Shakal y Bernreuter, 1981). 20
2.2. Área de estudio. El área fue dividida en cuatro cuadrantes (C1 a C4), con la intención de homogeneizar la distribución de las réplicas. Terminado ese proceso se reagrupan los datos con el fin obtener las ecuaciones predictivas de PGA para la zona centro-sur de Chile. 23
2.3. Ejemplo de archivo BREQFAST. Las diversas líneas que identifican al solicitante son precedidas por un .TAG tales como .NAME .MAIL, etc. Estas líneas de datos comienzan con el nombre de la estación sísmica, seguida por el código de la estación. La solicitud electrónica se envía a una cuenta tipo *miniseed@iris.washington.edu*, y los datos son regresados de acuerdo al tipo de medio que fue especificado. La mayoría de las solicitudes son transferibles por FTP. 24
2.4. Esquema distancia entre dos puntos sobre la Tierra esférica. 26
2.5. Fases sísmicas de la corteza observadas para una corteza de dos capas para rangos de distancia local y regional ($0^o \leq\sim 20^o$) de la fuente sísmica en la corteza superior. 28
2.6. Identificación de fases sísmicas 29

2.7. Identificación de fases sísmicas para un mismo evento: (superior) sin filtrar, (centro) filtrado entre 0.2-0.5 Hz y (inferior) 5-20 Hz. Una vez identificada la fase se procede a medir la amplitud asociada y guardarla en el header de los sismogramas. Esta información se exporta a archivos de texto con el fin de representar gráficamente las curvas de atenuación. 30
2.8. Distribución de la atenuación obtenida para las componentes máximas horizontales sin filtrar. 31
2.9. Distribución de la atenuación obtenida para las componentes verticales sin filtrar. 32
2.10. Distribución de la atenuación obtenida para las componentes verticales filtradas entre 0.2 y 0.5 [Hz]. 32
2.11. Distribución de la atenuación obtenida para las componentes máximas horizontales filtradas entre 5 y 20 [Hz]. 33
2.12. Distribución de la atenuación obtenida para las componentes verticales filtradas entre 5 y 20 [Hz]. 33
2.13. A) El programa no identifica correctamente la fase sísmica requerida y B) Fallo instrumental 35
2.14. Ejemplo de la aplicación del método Tau de Thompson modificado para valores PGA peak to peak en el rango 96-105 km para dos magnitudes del Cuadrante 1 (componentes horizontales filtradas entre 5-20 Hz). La columna izquierda muestra los datos con valores outliers. La columna derecha muestra el resultado tras aplicar el criterio estadístico. 38
2.15. Distribución de la atenuación de los datos observados una vez aplicado el método estadístico τ de Thompson para las componentes máximas horizontales de los datos sin filtrar. 39
2.16. Distribución de la atenuación de los datos observados una vez aplicado el método estadístico τ de Thompson para las componentes verticales de los datos sin filtrar. 39

2.17. Distribución de la atenuación de los datos observados una vez aplicado el método estadístico τ de Thompson para componentes máximas horizontales de los datos filtrados entre 5 y 20 Hz. 40
2.18. Distribución de la atenuación de los datos observados una vez aplicado el método estadístico τ de Thompson para componentes verticales de los datos filtrados entre 5 y 20 Hz. 40
2.19. Distribución de los valores PGA para cada clase(magnitud) respecto a la distancia de los valores PGA para A) máximas componentes horizontales y B) componentes verticales de los datos sin filtrar. Cada símbolo representa un valor promedio de la aceleración. 41
2.20. Distribución de los valores PGA para cada clase(magnitud) respecto a la distancia de los valores PGA para A) máximas componentes horizontales y B) componentes verticales de los datos filtrados en el rango de frecuencia 5-20 Hz. Cada símbolo representa un valor promedio de la aceleración. 42

3.1. Primer paso de la regresión. La forma de la línea punteada varía, y todos los puntos de datos de los n-ésimos eventos (contenidos dentro de cada área cerrada) se desplazan a una distancia A_i tal que la suma de los residuos al cuadrado es minimizada (Joyner y Boore, 1981). 48
3.2. Segunda regresión en que grafican las constantes obtenidas en la primera regresión para cada magnitud. Un efecto del procedimiento de dos pasos es que deja igual peso a cada registro para determinar la forma, y cada evento tiene el mismo peso para determinar las constantes de las magnitudes (Joyner y Boore, 1981). 49

4.1. Valores de a_i para la aceleración del suelo obtenidos de la primera regresión para A) las componentes horizontales y B) las componentes verticales para los datos sin filtrar, graficados versus la magnitud de momento. 57
4.2. Valores de a_i para la aceleración del suelo obtenidos de la primera regresión A) las componentes horizontales y B) las componentes verticales para los datos filtrados en el rango de frecuencia 5 - 20 Hz, graficados versus la magnitud de momento. 57
4.3. Representación visual del comportamiento del modelo para PHA cuando este es testeado para ciertas magnitudes. 59
4.4. Representación visual del comportamiento del modelo para PVA cuando este es testeado para ciertas magnitudes. 59
4.5. Distribución de $A_{\text{Máx_observado}}$ y $A_{\text{Máx_predicho}}$ respecto a la distancia para las componentes verticales sin filtrar. 61
4.6. Distribución de $A_{\text{Máx_observado}}$ y $A_{\text{Máx_predicho}}$ respecto a la distancia para las componentes horizontales sin filtrar. 62
4.7. Distribución de residuos respecto a la distancia para las componentes horizontales sin filtrar. 63
4.8. Distribución de residuos respecto a la distancia para las componentes verticales sin filtrar. 64
4.9. (superior) PHA observado para los datos e (inferior) PHA predicho de componentes máximas horizontales sin filtrar. 66
4.10. (superior) PVA observado para los datos e (inferior) PVA predicho de componentes verticales sin filtrar. 67
4.11. Eventos seleccionados del catálogo de NEIC para sismos con magnitudes entre $4.0 \leq M_w \leq 6.2$ dentro del área de estudio. La estrella color amarillo representa el epicentro del terremoto del Maule de 2007 M_w 8.8 74

4.12. Distribución de la atenuación para las componentes horizontales sin filtrar respecto a la distancia de los eventos seleccionados del catálogo de NEIC. 75
4.13. Predicciones hechas magnitudes mayores. La línea color negro representa la curva de atenuación obtenida con el modelo mientras los puntos simbolizan los datos para una magnitud en particular. 76
4.14. Comparación entre las predicciones hechas por Ruiz y Saragoni versus las nuestras. 78

A.1. Catálogo Lange et al., 2012. A partir del registro completo de réplicas del terremoto del Maule del 27 de Febrero de 2012 es necesario seleccionar los eventos sísmicos que se localizan dentro de la región de estudio. 80

Índice de cuadros

2.1. Rango de frecuencias 30

4.1. Coeficientes de amplitud a_i obtenidos para cada magnitud en la primera regresión 55
4.2. Coeficientes obtenidos en la segunda regresión 55
4.3. Coeficientes de regresión σ asociados para el primer y segundo paso de la regresión 56
4.4. Ecuaciones predictivas obtenidas para cada componente válidas para rangos de magnitud 2.6$\leq M_w \leq$3.9 58
4.5. Estaciones que amplifican las observaciones para PHASF. . . . 71
4.6. Estaciones que amplifican las observaciones para PVASF. . . . 71
4.7. Estaciones que amplifican las observaciones para PHAF. . . . 72
4.8. Estaciones que amplifican las observaciones para PVAF. . . . 72
4.9. Fórmulas de atenuación de aceleraciones máximas horizontales y verticales, para sismos intraplaca de profundidad intermedia desarrollas por Ruiz y Saragoni (2002). 77

A.1. Listado de estaciones IMAD. 83

Bibliografía

[1] Abrahamson, N.A. (2000); Effects of rupture directivity on probabilistic seismic hazard analysis *Proc. 6th Int. Conf. on Seismic Zonation, Palm Springs, California.*

[2] Aki, K. y P.G. Richards (1980); Quantitative Seismology. Theory and Methods (2 volúmenes). *W.H. Freeman, San Francisco. 932 pp.*

[3] Anderson, D.L. and C.B. Archambeau (1964); The anelasticity of the Earth *J. Geophys. Res. 69, 2071-2084.*

[4] Anderson, J. G. (1979); Estimating the seismicity from geological structure for seismic-risk studies. *Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 69, 135-158*

[5] Anderson, J. G. (2000); Expected shape of regressions for ground motion parameters on rock. *Bull. Seismol. Soc. Am. 90, S43-S52.*

[6] Bolt, Bruce A. (1993); Earthquakes and Geological Discovery. *Scientific American Library, New York.*

[7] Bolt, Bruce A., y Norman A. Abrahamson (2003); Estimation of Strong Seismic Ground Motions. *Earthquake prediction: An overview. International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology 81B. pp. 983-1001.*

[8] Bommer JJ, Abrahamson NA (2006) "Why do modem probabilistic seismic-hazard analyses often lead to increased hazard estimates" *Bulletin of the Seismological Society of America, Vol:96, ISSN:0037-1106, Pages:1967-1977*

[9] Brillinger, D. R., and H. K. Preisler (1984); An exploratory analysis of the Joyner-Boore attenuation data. *Bull. Seismol. Soc. Am. 74, 1441-1450.*

[10] Campbell, K. W. (1981); Near source attenuation of peak horizontal acceleration. *Bull. Seismol. Soc. Am. 71, 2039-2070.*

[11] Campbell, K. W. (1986); Empirical prediction of free-field ground motion using statistical regression models. In: "Proc., Soil Structure Interaction Workshop," *NUREG/CR-0054, pp. 72-115. U.S. Nuclear Regulatory Commission, Washington, D.C.*

[12] Campbell, K. W. (1987); Predicting strong ground motion in Utah. In: "Assessment of Regional Earthquake Hazards and Risk Along the Wasatch Front, Utah" (P. L. Gori and W. W. Hays, Eds.) *U.S. Geol. Surv. Open-File Report 87-585, Vol. II, pp. L1-L90, Reston, Virginia.*

[13] Campbell, K. W. (1989); The dependence of peak horizontal acceleration on magnitude, distance and site effects for small-magnitude earthquakes in California and eastern North America. *Bull. Seism. Soc. Am 79, 1311-1346.*

[14] Campbell, K. W. (2000); Predicting strong ground motion in Utah. In: "Assessment of Regional Earthquake Hazards and Risk Along the Wasatch Front, Utah" (P. L. Gori and W. W. Hays, Eds.) *U.S. Geol. Surv., Profess. Paper 1500-L, pp. L1-L31.*

[15] Campbell, Kenneth W. (2003); Earthquake prediction: An overview. International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology 81B. *International Association of Seismology Physics of the Earth's Interior. pp. 1003-1004.*

[16] Cifuentes, i.l. (1989); 1960 chilean earthquakes. *Journal of Geophysical research 94, 665-680*

[17] Crotwell HP Crotwell, TJ Owens, J Ritsema, TJ Owens, J Ritsema (1999) The TauP Toolkit: Flexible seismic travel-time and ray-path utilities *Seismological Research Letters 70 (2), 154-160*

[18] Dziewonski, A.M. and D.L. Anderson (1981) Preliminary Reference Earth Model (PREM) *Phys. Earth Planet. Inter. 25, 297-356, 1981.*

[19] Fukushima, Y., and Teiji Tanaka (1990); A New Attenuation Relation for Peak Horizontal Acceleration of Strong Earthquake Ground Motion in Japan. *Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 80, No. 4, 757-783.*

[20] Hanks, T. C. and H. Kanamori (1979); A moment magnitude scale *J. Geophys. Res. 84, 2348-2350*

[21] Hasegawa, H. S., J. C. Lahr, and C. D. Stephens (1980); Fault parameters of the St. Elias, Alaska earthquake of february 28, 1979 *Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 70, 1651-1660.*

[22] García, D. (2001); Atenuación sísmica. Aplicación a terremotos intraplaca en México central *Trabajo de Investigación para obtener el grado de Doctorado, Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, España.*

[23] Goldstein, P., A. Snoke, (2005); "SAC Availability for the IRIS Community" *Incorporated Institutions for Seismology Data Management Center Electronic Newsletter.*

[24] Helffrich, George., J. Wookey, and I. Bastow; The Seismic Analysis Code. *1st ed. Cambridge: Cambridge University Press, 2013. Cambridge Books Online. Web. http://dx.doi.org/10.1017/CBO9781139547260*

[25] Jeffreys, H. and K. E. Bullen (1940); "Seismological Tables." *British Association for the Advancement of Science, London.*

[26] Joyner, W. B., and D. M. Boore (1981); Peak horizontal acceleration and velocity from strong-motion records including records from the 1979 Imperial Valley, California, earthquake. *Bull. Seismol. Soc. Am. 71, 2011-2038.*

[27] Joyner, W. B. and D. M. Boore (1993); Methods for regression analysis of strong-motion data *Bull. Seismol. Soc. Am. 83, 469-487.*

[28] Joyner, W. B., and D. M. Boore (1994) Errata: methods for regression analysis of strong-motion data. *Bull. Seismol. Soc. Am. 84, 955-956.*

[29] Kennett, B. L. N. and E. R. Engdahl (1991) IASPEI 1991 Seismological Tables. *Bibliotech, Canberra, Australia, 167 pp.*

[30] Kennett B.L.N., Engdahl E.R. Buland R. (1995) Constraints on seismic velocities in the earth from travel times. *Geophys. J. Int, 122, 108-124*

[31] Lange, D., Tilmann, F., Barrientos, S. E., Contreras-Reyes, E., Methe, P., Moreno, M., Heit, B., Agurto, H., Bernard, P., Vilotte, J.-P., Beck, S. (2012); Aftershock Seismicity of the 27

February 2010 Mw 8.8 Maule Earthquake Rupture Zone. *Earth and Planetary Science Letters, 317-318C, pp. 413-425. DOI:10.1016/j.epsl.2011.11.034*

[32] Lay, T., and T. C. Wallace (1995); Modern Global Seismology. *Academic Press, San Diego, CA.*

[33] McGuire, R. K. (1974); Seismic structural response risk analysis, incorporating peak response regression on earthquake magnitude and distance. *Research Report R-A -51, Department of Civil Engineering, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, Massachusetts, 371 pp.*

[34] McGuire, R. K. (1978); A simple model for estimating Fourier amplitude spectra of horizontal ground acceleration. *Bull. Seism. Soc. Am. 68, 803-822.*

[35] Richter, C. F. (1935); An instrumental earthquake magnitude scale. *Bull. Seismol. Soc. Am. 25, 1-32.*

[36] Richter, C.F.. (1958); Elementary Seismology. *Freeman, San Francisco, Calif. 578 pp.*

[37] Rietbrock, A., I. Ryder, G. Hayes, C. Haberland, D. Comte, S. Roecker and H. Lyon-Caen (2012); Aftershock seismicity of the 2010 Maule Mw=8.8, Chile, earthquake: Correlation between co-seismic slip models and aftershock distribution *Geophysical Research Letters. Volume 39, Issue 8, April 2012*

[38] Rodriguez-Marek, A., G. A. Montalva, F. Cotton and F. Bonilla (2011); Analysis of Single-Station Standard Deviation Using the KiK-net Data *Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 101, No. 3, pp. 1242-1258, June 2011, doi: 10.1785/0120100252*

[39] Rodriguez-Marek, A., F. Cotton, N. A. Abrahamson, S. Akkar, L. Al Atik, B. Edwards, G. A. Montalva and H. M. Dawood (2013); A model for single-station standard deviation using data from various tectonic regions *Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 103, No. 6, pp. 3149-3163, December 2013, doi: 10.1785/0120130030*

[40] Rogers, A. M. and J. C. Tinsley (1982); A study of the relation between geological and ground motion parameters in Los Angeles California *(submitted for publication).*

[41] Saragoni, G. R. y Ruiz, S. (2005); Strong Ground Motion Attenuation Relationships for Chilean Type Subduction Zone Earthquakes. *Enviado a Seismological Research Letters.*

[42] Schnabel, P. B., and H. B. Seed (1973); Accelerations in rock for earth- quakes in the western United States. *Bull. Seismol. Soc. Am. 63, 501-516.*

[43] Stein, S. and M. Wysession (2003); An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure. *ISBN: 978-1-4443-1131-0*

[44] Stewart, J. P. (2000); Variations between foundation-level and free-field earthquake ground motions. *Earthquake Spectra 16, 511-532.*

[45] Strasser, F. O., N. A. Abrahamson, and J. J. Bommer (2009); Sigma: Issues, insights, and challenges. *Seismological Research Letters 80, 41-56.*

[46] Trifunac, M. D. (1976); Preliminary empirical model for scaling Fourier amplitude spectra of strong ground acceleration in terms of earthquake magnitude, source-to-site distance,

and recording site conditions. *Bull. Seism. Soc. Am. 66, 1343-1373.*

[47] Trifunac, M. D. and J. G. Anderson (1978); Preliminary empirical models for scaling pseudo-relative velocity spectra. *Appendix A in Methods for Prediction of Strong Earthquake Ground Motion, U.S. Nuclear Regulatory Commission NUREG/ER-0689.*

[48] Wessel, P. and Smith, W.H.F (1996); A global, self-consistent hierarchical, high-resolution shoreline database. *Journal Geophysical Research, 101(B4): 8741-8743.*