



Universidad de Concepción
Facultad de Ingeniería
Departamento de Ingeniería Civil

**DISTANCIA A LAS ASPEREZAS COMO UN
MEJORAMIENTO EN LAS ECUACIONES PREDICTIVAS
DE INTENSIDADES SÍSMICAS**

Tesis presentada a la Facultad de Ingeniería de la Universidad de Concepción para optar al grado de Magíster en Ciencias de la Ingeniería con mención Ingeniería Civil

POR
ALEXANDRA FRANCISCA QUIROGA MOSCOSO

Profesor Guía
Dr. Gonzalo Montalva Alvarado

agosto, 2020
Concepción, Chile.



Se autoriza la reproducción total o parcial, con fines académicos, por cualquier medio o procedimiento, incluyendo la cita bibliográfica del documento.

AGRADECIMIENTOS

Esta investigación ha sido financiada por el Núcleo Científico Milenio “CYCLO: *The Seismic Cycle along subduction Zones*” (NC160025), gracias por su colaboración y por permitirme ser parte de este proyecto.

Agradecer a mi profesor patrocinante, Dr. Gonzalo Montalva, por su dedicación y enseñanza durante todo este periodo de postgrado. Gracias por la confianza puesta en mí. Al Dr. Marcos Moreno por haber aceptado ser parte de la comisión evaluadora y haber aportado con sus estudios. A mis compañeros de magíster, quienes me brindaron su ayuda con sus conocimientos cuando lo necesité. Gracias por su compañerismo.



A mis grandes pilares: mi familia y mi compañero de vida, por su amor y apoyo incondicional de siempre.

Y a todas aquellas personas que con un consejo u opinión, me impulsaron a tomar las decisiones que me han traído hasta aquí.

	IV
Índice de contenidos	
RESUMEN	X
ABSTRACT	XII
1 INTRODUCCIÓN	1
1.1 Planteamiento del Problema	1
1.2 Hipótesis de Trabajo	3
1.3 Objetivos	4
1.3.1 Objetivo General	4
1.3.2 Objetivos específicos	4
1.4 Metodología de Trabajo	5
1.5 Organización de la Tesis	6
2 MARCO TEÓRICO	7
2.1 Introducción	7
2.2 Parámetros de Intensidades Sísmicas	7
2.3 Ecuaciones Predictivas de Intensidades Sísmicas (GMPE)	9
2.3.1 Fuente Sísmica	10
2.3.2 Trayectoria	11
2.3.3 Efecto de Sitio	12
2.4 Peligro Sísmico y su Relación con las GMPE	13
2.5 Estado del Arte de las GMPM y sus Métricas de Distancia	16
3 BASE DE DATOS	20
3.1 Chile	21
3.2 Ecuador	28
3.3 Japón	30

3.4	Perú	32
4	METODOLOGÍA	36
4.1	Introducción	36
4.2	Modelo a Utilizar	37
4.3	Evaluación de los Residuales y las Métricas de Distancia	39
5	ANÁLISIS Y RESULTADOS	43
5.1	Análisis de Exactitud y Variabilidad	43
5.2	Resultados por Evento	47
5.2.1	Chile	47
5.2.1.1	Illapel ($Mw = 8.2$)	48
5.2.1.2	Iquique ($Mw = 8.1$)	49
5.2.1.3	Maule ($Mw = 8.8$)	50
5.2.1.4	Tocopilla ($Mw = 7.7$)	51
5.2.2	Pedernales, Ecuador ($Mw = 7.8$)	52
5.2.3	Tohoku, Japón ($Mw = 9.0$)	53
5.2.4	Pisco, Perú ($Mw = 8.0$)	55
5.3	Aplicación con Modelos Intersísmicos a Eventos con SDA	57
6	CONCLUSIONES	63
6.1	Resumen	63
6.2	Resultados Significativos	64
6.3	Recomendaciones para Futuros Estudios	65
	BIBLIOGRAFÍA	66
A	Estimación de Distancia a las Asperezas (R_{asp})	75

Índice de Figuras

2.1	Gráfico indicativo del método de determinación del espectro de respuesta.	9
2.2	Distancias entre la fuente sísmica y la estación receptora utilizadas comúnmente en las GMPM.	11
2.3	Resultados Moreno <i>et al.</i> : Ejemplo de control de intensidad sísmica respecto a la cercanía a las asperezas.	15
3.1	Mapa mundial con los eventos utilizados en el estudio.	20
3.2	Ejemplo de espectro de respuesta registrados para terremoto de Iquique 2014.	21
3.3	Distribución geográfica de las estaciones acelerográficas incluidas en la base de datos de registros sísmicos chilenos.	23
3.4	Modelo intersísmico y modelos de deslizamiento de falla finita propuestos por distintos autores para Illapel 2015.	24
3.5	Modelo intersísmico y modelos de deslizamiento de falla finita propuestos por distintos autores para Iquique 2014.	25
3.6	Modelo intersísmico y modelos de deslizamiento de falla finita propuestos por distintos autores para Maule 2010.	26
3.7	Modelo intersísmico y modelos de deslizamiento de falla finita propuestos por distintos autores para Tocopilla 2007.	27
3.8	Estaciones sismológicas utilizadas en el evento de Pedernales 2016	28
3.9	Esquema de procesamiento para la obtención de la frecuencia fundamental.	29
3.10	Estaciones sismológicas utilizadas en el evento de Tohoku 2011.	30

3.11	Modelo intersísmico y modelos de deslizamiento de falla finita propuestos por distintos autores para Tohoku, Japón 2011.	32
3.12	Estaciones sismológicas utilizadas en el evento de Pisco 2007.	33
3.13	Modelo intersísmico y modelos de deslizamiento de falla finita propuestos por distintos autores para Pisco, Perú 2007.	34
4.1	Residuales vs. métricas de distancia	40
5.1	Resultados de los valores promedios de los residuales.	44
5.2	Representación gráfica de la variabilidad del modelo.	44
5.3	Desviaciones estándar obtenidas.	46
5.4	Resultados evento Illapel	48
5.5	Observación versus predicción de intensidades sísmicas en el evento Illapel para diferentes periodos.	48
5.6	Resultados evento Iquique	49
5.7	Observación versus predicción de intensidades sísmicas en el evento Iquique para diferentes periodos.	49
5.8	Resultados evento Maule	50
5.9	Observación versus predicción de intensidades sísmicas en el evento Maule para diferentes periodos.	50
5.10	Resultados evento Tocopilla	51
5.11	Observación versus predicción en el evento Tocopilla para diferentes periodos.	51
5.12	Resultados evento Pedernales	52
5.13	Observación versus predicción en el evento Pedernales para diferentes periodos	52
5.14	Resultados evento Tohoku	53

5.15 Observación versus predicción de intensidades sísmicas en evento To- hoku para diferentes periodos.	54
5.16 Resultados evento Pisco	55
5.17 Observación versus predicción de intensidades sísmicas en evento Pisco para diferentes periodos.	55
5.18 Mapa de aceleración espectral interpolada para distintos casos en evento de Illapel.	58
5.19 Observación versus predicción para el evento de Illapel en $T=0.01s$ para distintos casos.	58
5.20 Mapa de aceleración espectral interpolada para distintos casos en el evento de Iquique.	59
5.21 Observación versus predicción para el evento de Iquique en $T=0.01s$ para distintos casos.	59
5.22 Mapa de aceleración espectral interpolada para distintos casos en el evento de Tohoku.	60
5.23 Observación versus predicción para el evento de Tohoku en $T=0.01s$ para distintos casos.	60
5.24 Resultados con modelos intersísmicos (δB_e y ϕ de cada evento con SDA)	61
5.25 Observación versus predicción en eventos con SDA para diferentes periodos estimados con μ_{mod}^*	62
A.1 Configuración de datos sintéticos.	75
A.2 Espectros de respuesta para casos sintéticos	77

Índice de Tablas

2.1	Resumen variables explicativas de las GMPE en zonas de subducción.	19
3.1	Modelos de falla finita utilizados en cada evento y sus correspondientes parámetros de fuente sísmica.	35
4.1	Valores del ajuste lineal	42
A.1	Distancias estimadas.	76



RESUMEN

Las ecuaciones predictivas intensidades sísmicas (GMPE) son unas de las herramientas cruciales para la evaluación del peligro sísmico, ya que cuantifican las intensidades sísmicas en la superficie a través parámetros relevantes de los terremotos como la magnitud, distancia, mecanismo de falla, efecto de sitio, entre otros.

La distancia desde la fuente sísmica al sitio es un parámetro de gran importancia de los GMPE que representa la atenuación de las ondas sísmicas en su trayectoria. Las métricas de distancia más comúnmente utilizadas en los GMPE publicados toman la distancia del hipocentro (R_{hyp}) o la distancia más cercana a la ruptura (R_{rup}). Sin embargo, en eventos de gran magnitud se ha observado que el valor de las intensidades sísmicas puede estar controlado principalmente por la distancia a las zonas donde ocurren los mayores deslizamientos en el plano de ruptura (asperezas), pero la interrogante de cómo predecir estas áreas de deslizamiento sigue abierta. Es por esto que en este estudio se propuso una métrica de distancia que considera en su estimación la distribución de los deslizamientos en el plano de falla (R_{asp}). Estudios recientes han demostrado que estas distancias pueden predecirse, dado que existe una correlación espacial entre las áreas de alto deslizamiento cosísmico (asperezas) y las zonas de alto acoplamiento intersísmico, lo que podría reducir en cierto grado la incertidumbre asociada a su estimación para futuros terremotos.

La métrica que se propuso está dirigida a eventos de gran magnitud ($Mw > 7.5$) y, como tal, se probó para siete grandes eventos ocurridos en zonas de subducción. Se analizaron los residuales (*i.e.*, diferencia entre las intensidades sísmicas observadas y las predichas por un GMPE) obtenidos con un GMPE existente y se propuso una modificación simple para éste. Se encontró que R_{asp} produce una mejora signi-

ficativa en la predicción de intensidades para eventos caracterizados por tener una sola aspereza dominante (SDA), mientras que para eventos caracterizados por tener asperezas dominantes múltiples (MDA) los resultados se acercan a los obtenidos utilizando la distancia más cercana al plano de ruptura, R_{rup} .



ABSTRACT

Ground Motion Prediction Equations (GMPE) are one of the crucial tools for the evaluation of seismic hazard, since they quantify the seismic intensities on the surface through relevant parameters of earthquakes such as magnitude, distance, failure mechanism, site effect , among others.

Distance from the seismic source to the site is a very important parameter of GMPEs that represents the attenuation of the seismic waves in their path. The most commonly used distance metrics in published GMPEs take the distance from the hypocenter (R_{hyp}) or the closest distance to the rupture (R_{rup}). However, in large magnitude events it has been observed that the value of seismic intensities can be controlled mainly by the distance to the areas where the greatest slips occur in the rupture plane (asperities), but the question of how to predict these slip areas is still open. This is why in this study a distance metric was proposed that considers in its estimation the distribution of slips in the fault plane (R_{asp}). Recent studies have shown that these distances can be predicted, given that there is a spatial correlation between the areas of high coseismic slip (asperities) and the areas of high interseismic coupling, which could somewhat reduce the uncertainty associated with their estimation for future earthquakes.

The proposed metric is aimed at large events ($Mw > 7.5$) and as such was tested it for seven large events occurred in subduction zones. The residuals (i.e., difference between observed seismic intensities and those predicted by a GMPE) obtained with an existing GMPE were analyzed and a simple modification was proposed for it. It was found that R_{asp} produces a significant improvement in the prediction of intensities for events characterized by having a single dominant asperity (SDA), while for

events characterized by having multiple dominant asperities (MDA) the results are close to the obtained using the closest distance to the rupture plane, R_{rup} .



Capítulo 1:

INTRODUCCIÓN

1.1 Planteamiento del Problema

La predicción de los efectos de los terremotos es una rama de la ciencia en constante desarrollo debido al gran impacto que esto tiene en la humanidad. Dado que la energía de los sismos se transmite en las estructuras y su interacción podría provocar daños desastrosos, tener una certeza de los posibles movimientos que el suelo podría experimentar por el accionar de un terremoto permite a los ingenieros optimizar con confianza el diseño estructural y mitigar el riesgo de daños extensos. Es por esto que las ecuaciones predictivas de intensidades sísmicas o GMPE (*Ground Motion Prediction Equations*, por sus siglas en inglés) son cruciales para la evaluación del peligro sísmico, ya que cuantifican las intensidades sísmicas en la superficie (*e.g.*, PGA o aceleraciones espectrales) en términos de un número limitado de parámetros relevantes, como la magnitud, distancia, mecanismo de falla, efecto de sitio, entre otros.

La distancia desde la fuente sísmica al sitio es un parámetro fundamental para evaluar las variables que caracterizan las intensidades sísmicas del suelo, dado a que éstas nos dan una estimación de los efectos físicos de la atenuación en la propagación de las ondas sísmicas en su trayectoria. El uso de diferentes métricas de distancia en grandes terremotos puede cambiar significativamente los resultados en la estimación del peligro sísmico (Boomer & Akkar, 2012), por lo que una buena elección de este parámetro es absolutamente importante. En las zonas de subducción, las métricas de distancia más comúnmente utilizadas en los GMPE publicados toman la distancia del

hipocentro (R_{hyp}) o la distancia más cercana a la ruptura (R_{rup}) (*e.g.*, Youngs *et al.*, 1997; Atkinson & Boore, 2003; Zhao *et al.*, 2006; Abrahamson *et al.*, 2016; Montalva *et al.*, 2017). A pesar de que para los terremotos de interfaz de gran magnitud, R_{rup} introduce menos incertidumbre que el uso de R_{hyp} (Idini *et al.*, 2016), no es una métrica de distancia perfecta, ya que las ondas sísmicas no se emiten con la misma intensidad desde todos los puntos del área de ruptura. En lugar de eso, el valor de las intensidades sísmicas es controlado principalmente por la distancia a zonas dentro del área de ruptura que tienen un gran deslizamiento en relación con el deslizamiento promedio llamadas asperezas (Ruiz & Saragoni, 2005). Es por esto que en este estudio se propuso evaluar una nueva métrica de distancia que incluya en su estimación los distintos deslizamientos que ocurren en el plano de falla (*i.e.*, distancia a las asperezas, R_{asp}) con el fin de evaluar si su inclusión en los GMPE mejora la capacidad predictiva de las intensidades sísmicas.

R_{asp} ha sido utilizada en GMPE locales propuestos por autores como Ruiz & Saragoni (2005) y Cohee *et al.* (1991) para la zona de subducción de Chile y Cascadia, respectivamente, en los cuales identifican las asperezas de terremotos pasados o a partir de acelerogramas sintéticos. Sus resultados demostraron que el uso de esta métrica de distancia mejora la variabilidad en los resultados con respecto a fórmulas similares que consideran otras métricas de distancia y además, refleja de mejor manera la física de la ruptura del terremoto. A pesar de que estos estudios locales hayan demostrado una mejora en la predicción de las intensidades sísmicas, el uso de R_{asp} no es utilizada comúnmente en los GMPE publicados para zonas de subducción dado que las asperezas no son fáciles de localizar y la interrogante de cómo predecir estas áreas de gran deslizamiento para futuros eventos sigue abierta, lo que genera incertidumbres adicionales en los GMPE. Por ello, este trabajo se apoya en estudios recientes (*e.g.*,

Moreno *et al.*, 2010; Bürgmann *et al.*, 2005; Loveless & Meade, 2011) que demuestran que éstas distancias si pueden ser predichas debido a que existe una correlación espacial entre zonas de alto bloqueo durante el período intersísmico y regiones de gran deslizamiento cosísmico (asperezas) dentro del plano de ruptura, lo que significa que R_{asp} se puede estimar a partir de modelos de acoplamiento intersísmico para futuros eventos y disminuir, de cierta manera, la incertidumbre asociada a su predicción.

Por lo tanto, en este trabajo se propone una modificación a un GMPE publicado estimada a partir de la evaluación de la tendencia R_{asp} en los residuales obtenidos de grandes eventos ocurridos en zonas de subducción (Maule 2010 $M_w=8.8$, Illapel 2015 $M_w=8.2$, Iquique 2014 $M_w=8.1$, Tocopilla 2007 $M_w=7.7$, Tohoku 2011 $M_w=9.0$, Pisco 2007 $M_w=8.0$ y Ecuador 2016 $M_w=7.8$), de modo que sea posible demostrar que la incorporación de esta métrica de distancia en un GMPE puede mejorar la exactitud y variabilidad en la predicción de intensidades sísmicas, además de caracterizar de mejor manera el comportamiento real del fenómeno físico.

1.2 Hipótesis de Trabajo

“El uso de la distancia desde las asperezas en el plano de falla al sitio de estudio en los modelos predictivos de intensidades sísmicas permitirá una mejor estimación de intensidad sísmica superficial en una zona de subducción y caracterizará de mejor manera el comportamiento real del fenómeno físico.”

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo General

El objetivo principal de este trabajo es demostrar la mejora en la capacidad predictiva de intensidades sísmicas mediante la modificación de un GMPE y la incorporación de una nueva métrica de distancia desde la fuente sísmica al sitio de estudio (distancia a las asperezas, R_{asp}). Para lo cual se establecen varios objetivos específicos, que son parte fundamental de la realización del objetivo principal. Estos son los siguientes



1.3.2 Objetivos específicos

- Estimar distintas métricas de distancia (R_{asp} , R_{rup} , R_{hyp}) en grandes terremotos de subducción que dispongan de una solución de falla finita.
- Obtener los residuales de las intensidades sísmicas estimados con el GMPE propuesto por Montalva *et al.* (2017) y evaluar la dependencia con las métricas de distancia.
- Crear una nueva media que incluya la tendencia de R_{asp} .
- Evaluar la mejora relativa en la capacidad predictiva con la nueva media en comparación con el modelo original.
- Demostrar que R_{asp} puede ser estimado con modelos de acoplamiento intersísmico y obtener buenas predicciones de intensidad sísmica con su uso.
- Contribuir al estudio de peligro sísmico en zonas de subducción.

1.4 Metodología de Trabajo

La metodología de trabajo consistió en primer lugar, realizar una completa revisión del estado del arte sobre modelos predictivos de intensidades sísmicas y sus métricas de distancia. Posteriormente, se recopiló la información necesaria de cada evento particular: los registros sísmicos, los parámetros de fuente (recolectada a través de varios modelos de falla finita) y de sitio (V_{s30}). Luego, se calcularon las aceleraciones sísmicas con cada registro y además se incluyeron las publicadas por Bastías & Montalva (2016). A través de una inspección visual se seleccionaron los modelos de falla finita que presentaban mayor correlación espacial entre las zonas con grandes deslizamientos cosísmicos y las zonas de mayor acoplamiento intersísmico.

Una vez recolectada toda la base de datos, se procedió a la estimación del parámetro de trayectoria (*i.e.*, distancia): R_{asp} , R_{rup} y R_{hyp} . Se evaluaron con respecto a los residuales obtenidos con el GMPE (Montalva *et al.*, 2017) y se obtuvo una nueva media (μ_{mod}) para predecir las intensidades del movimiento del suelo con R_{asp} incluido.

Finalmente, se analizaron los resultados de exactitud y variabilidad μ_{mod} y se compararon con los obtenidos por el modelo original, de manera general y en cada evento particular. Además se incluyeron los resultados obtenidos con la estimación de R_{asp} a través de modelos intersísmicos en dos eventos.

1.5 Organización de la Tesis

Después de la introducción a la temática a abordar y los objetivos propuestos, este documento cuenta con cinco capítulos más. El capítulo 2 describe la teoría del proceso de predicción de las intensidades sísmicas del suelo y se presentan los conceptos básicos relacionados a ello, además se relata el estado del arte de las GMPE y las métricas de distancia utilizadas en ellas. En el capítulo 3 se muestra la base de datos, la recopilación y obtención de variables de entrada que se necesitaron en el GMPE para la predicción de las intensidades sísmicas, es decir, las variables de fuente, trayectoria y sitio. El capítulo 4 detalla la forma funcional relacionada a la distancia del GMPE que se utilizó (Montalva *et al.*, 2017) y se describe la metodología utilizada para la obtención de la modificación del modelo original, que permite incluir la nueva métrica de distancia propuesta en este estudio. Posteriormente, en el capítulo 5 se muestran los resultados obtenidos con el GMPE modificado y se comparan con los obtenidos con el original. Se analiza la capacidad predictiva de las intensidades sísmicas en forma general y por evento en particular. Además, se analizan los resultados obtenidos para dos eventos particulares, en donde se presentan los resultados con el GMPE original y el modificado con R_{asp} estimado a partir de modelos de ruptura y de modelos de acoplamiento intersísmico. Finalmente, el capítulo 6 sintetiza el trabajo realizado y se presentan las principales conclusiones.

Capítulo 2:

MARCO TEÓRICO

2.1 Introducción

Con el fin de comprender el proceso en la predicción de las intensidades sísmicas del suelo, en este capítulo teórico se presentan algunos conceptos básicos de la ingeniería sísmica, para resolver dudas como: ¿cómo se miden las intensidades sísmicas?, ¿cómo se predicen?, ¿que otros parámetros se usan para caracterizar su predicción? y ¿qué rol juegan los GMPM en el análisis del peligro sísmico?. Además, se presenta el estado del arte de las métricas de distancia fuente-sitio en las GMPM más utilizadas en zonas de subducción.



2.2 Parámetros de Intensidades Sísmicas

La intensidad sísmica es una medida de los efectos en el entorno y en particular sobre las estructuras. El parámetro intensidad puede ser descrito de dos maneras: la primera y más antigua, es de una manera subjetiva (no instrumental) de los efectos aparentes producidos por el evento sísmico en un sitio dado, donde se emplean escalas (*e.g.*, escala de Mercalli) que asignan diferentes grados a la forma en que el movimiento del suelo es sentida y según los daños causados en las edificaciones (Sauter, 1989). La segunda, es una manera cuantitativa para describir las características del movimiento del suelo registradas y para ello se emplean parámetros como: aceleración máxima del suelo o PGA (*Peak Ground Acceleration*, por sus siglas en inglés), velocidad máxima del suelo o PGV (*Peak Ground Velocity*), de-

splazamiento máximo del suelo o PGD (*Peak Ground Displacement*), los cuales son obtenidos por la medición de la máxima amplitud del registro en el tiempo de las aceleraciones, velocidades o desplazamientos, respectivamente; como también parámetros basados en la duración de los terremotos y en el contenido de frecuencias, como lo son los espectros de Fourier y espectros de respuesta, obtenidos de la distribución de la amplitud del movimiento del suelo entre diferentes frecuencias; entre otros (Kramer, 1996).

Dado que los terremotos contienen variados y complejos rangos de frecuencias, en la ingeniería geotécnica sísmica, el espectro de respuesta es la herramienta más utilizada, ya que la respuesta dinámica de las estructuras (*e.g.*, edificios, puentes, pendientes) son muy sensibles a la frecuencia a la que se cargan (Biot, 1932), y el espectro de respuesta nos da una estimación de aquello (interacción suelo-estructura).

En forma general, se define el espectro como un gráfico de la respuesta máxima (expresada en términos de aceleraciones ¹, velocidades o desplazamientos espectrales, o cualquier otro parámetro de interés) que producen fuerzas sísmicas en una estructura u oscilador de un grado de libertad (GLD) ². En estos gráficos, se representa en abscisas el periodo propio de la estructura (o la frecuencia) y en ordenadas la respuesta máxima calculada para distintos factores de amortiguamiento (Muñoz, 2012), los cuales son usualmente los requeridos por el diseñador para el cálculo de estructuras en el diseño antisísmico y así lograr un adecuado comportamiento es-

¹Cabe destacar que en los siguientes capítulos se adoptará la aceleración espectral o pseudo-aceleración (S_a) como parámetro de intensidad del movimiento del suelo, la cual es expresada en aceleración de gravedad (g) como unidad de medida.

²En ingeniería, los grados de libertad (GLD) se refieren al número de coordenadas necesarias para especificar la posición de una estructura en cualquier instante de tiempo (Paz, 1992). El espectro de respuesta pretende idealizar el comportamiento de una estructura de infinitos GLD a una sola coordenada de desplazamiento (1GLD). Mediante la solución diferencial de la ecuación de movimiento es posible identificar el periodo propio y el desplazamiento que experimenta la masa de la estructura ante una excitación sísmica.

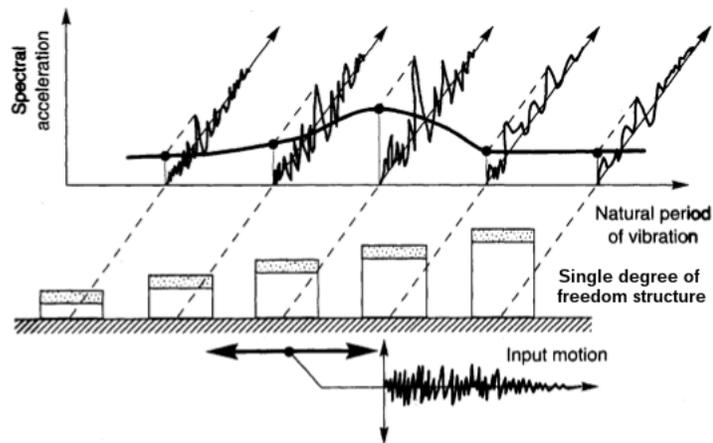


Figura 2.1: Gráfico indicativo del método de determinación del espectro de respuesta. Para su elaboración se consideran una serie de estructuras u osciladores de 1 GLD con diferentes períodos de vibración propios, T , y con igual factor de amortiguamiento. Si sometemos todos estos osciladores a la acción de un mismo terremoto (utilizando un registro de aceleraciones), cada uno de ellos exhibirá una respuesta máxima diferente, la que finalmente se puede graficar en función del período de vibración, para obtener así un espectro de respuesta.

estructural durante su vida útil.

2.3 Ecuaciones Predictivas de Intensidades Sísmicas (GMPE)

Gracias al registro instrumental de eventos sísmicos que han ocurrido a través de la historia, ha sido posible caracterizar la distribución de las intensidades sísmicas mediante las GMPE, o también llamadas relaciones de atenuación. Las ecuaciones empíricas se obtienen ajustando las observaciones medidas o sintéticas a una determinada expresión matemática, y determinando los coeficientes de la misma por análisis de regresión, de modo que sea posible representar el comportamiento de la respuesta sísmica en superficie a través de distintas variables explicativas.

Por lo tanto, estas variables deben ser capaces de caracterizar de la mejor manera

posible las tres contribuciones principales al movimiento sísmico del suelo, que son: (1) la fuente sísmica, (2) la trayectoria por donde se propagan las ondas y (3) los efectos de sitio. Las variables comúnmente utilizadas para caracterizar estas tres contribuciones se describen a continuación:

2.3.1 Fuente Sísmica

La fuente sísmica describe la forma en que se originan los terremotos y, dentro de esto, la magnitud del evento, la profundidad hipocentral, el mecanismo de falla y la geometría del plano de falla, son variables comunes que se utilizan para caracterizarla.

En este trabajo, la magnitud de momento (M_w) será considerada como escala de magnitud para los eventos ocurridos en zonas de subducción a profundidades hipocentrales (Z_h) no superiores a 40 km. Estas profundidades tienen relación con la profundidad máxima de la zona de contacto sismogénico entre la placa oceánica y la continental, por lo cual el mecanismo de falla asociado será solo de tipo inverso (eventos interplaca), a diferencia de los eventos asociados a fallas normales que ocurren al interior de la placa oceánica (intraplaca o *inslab*) a profundidades del orden de 75 a 150 km.

Por otro lado, se puede considerar también los modelos de fallas finitas, que describen la geometría de la fuente del terremoto en términos de la orientación de uno o más planos de falla (*e.g.* largo, ancho, strike, dip, caracterización espacial del deslizamiento). Estos modelos se utilizan para derivar múltiples parámetros de fuente y trayectoria utilizados como variables predictoras en el desarrollo de las GMPE.

2.3.2 Trayectoria

La caracterización de la trayectoria de las ondas sísmicas se basa en el parámetro de distancia desde la fuente sísmica al sitio, que influye en el decaimiento (*i.e.*, atenuación) de la amplitud de la onda sísmica a través del medio de propagación.

Existen diferentes formas de incluir la distancia como parámetro que caracterice la trayectoria entre la fuente sísmica y el sitio de estudio. Las medidas típicas de distancia empleadas en las GMPE se basan en una representación de fuente puntual o una representación de fuente extendida (plano de falla rectangular dentro de la corteza terrestre). Se destacan (Douglas, 2018):

R_{hyp} = distancia desde el hipocentro (punto de origen del terremoto) al sitio de estudio.

R_{epi} = distancia desde el epicentro (proyección del hipocentro en superficie) al sitio de estudio.

R_{rup} = distancia más cercana desde el plano de falla (o de ruptura) al sitio de estudio.

R_{jb} = distancia más corta entre el sitio y la proyección del plano de falla en superficie.

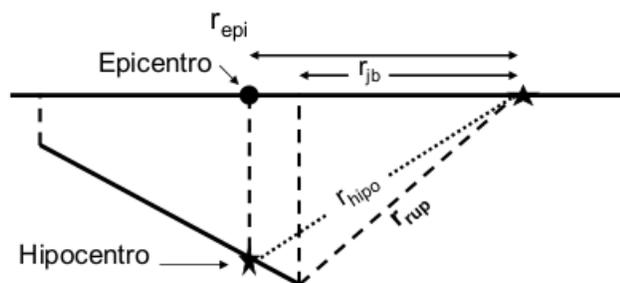


Figura 2.2: Distancias entre la fuente sísmica y la estación receptora utilizadas comúnmente en las GMPM.

Siendo las dos primeras las medidas basadas en fuentes puntuales, mientras que las dos últimas las basadas en fuentes extendidas, lo que significa que su estimación varía en función del modelo de falla finita que se utilice.

En este estudio, para la evaluación de las métricas de distancia, se utilizará R_{rup} (métrica más utilizada en las GMPE para zonas de subducción (Boore, 2014)) y R_{hyp} . Además, se incluirá la distancia desde las asperezas al sitio (R_{asp}). Para su estimación se propone realizar una ponderación en función de los distintos deslizamientos ($slip$) producidos en el plano de ruptura, los cuales son entregados por los modelos de falla finita de cada evento. Tal que,

$$R_{asp} = \exp \left(\frac{\sum_i^n \ln(R_i) \times Slip_i}{\sum_i^n Slip_i} \right) \quad (2.1)$$

Donde R_i es la distancia desde el sitio hasta el cuadrante “ i ” del plano de falla, $Slip_i$ corresponde al deslizamiento del cuadrante “ i ” y $\sum_i^n Slip_i$ es la suma de todos los deslizamientos del plano de falla de “ n ” cuadrantes.

Normalmente la intensidad de las ondas sísmicas decrece en función de la distancia, debido a que la amplitud de las ondas se atenúan en su propagación como consecuencia de la expansión geométrica del frente de ondas y la anelasticidad del medio, pero como veremos a continuación esta lógica dependerá de una última variante.

2.3.3 Efecto de Sitio

La respuesta sísmica en superficie puede variar considerablemente de un sitio a otro y depende de la conformación del suelo y de la topografía, siendo esta última la menos

influyente (Chávez-García, 2011). En general, las condiciones locales del subsuelo tienen un efecto amplificador sobre la amplitud del movimiento en la superficie, debido a la conservación del flujo de energía en el paso de una onda sísmica de un medio con velocidad de propagación rápida (basamento rocoso) a uno con velocidad más baja (sedimentos blandos) (Chávez-García & Montalva, 2014).

En este trabajo, las condiciones del sitio son caracterizadas a través de la velocidad de onda de corte promedio asociado a los primeros 30 metros de profundidad (V_{s30}), parámetro ampliamente utilizado por códigos internacionales para la clasificación de suelos.



2.4 Peligro Sísmico y su Relación con las GMPE

Para el diseño y construcción de edificaciones y obras civiles en regiones sísmicas, se requiere predecir los efectos que puede sufrir un terreno como resultado del accionar de un terremoto. De especial preocupación es la predicción de las intensidades sísmicas, sus frecuencias, amplitudes y, si es posible, su recurrencia. Las predicciones de estos parámetros implican una gran cantidad de incertidumbre, debido a que el registro instrumental de los eventos sísmicos se inició apenas a finales del siglo XIX, que es un período relativamente corto en vista de la escala de tiempo involucrada en los procesos tectónicos, que abarcan miles y millones de años, de modo que la extrapolación hacia el futuro y la predicción a partir de datos recolectados en un plazo corto trae grandes incertidumbres.

De aquí surge el concepto de peligro sísmico que, en un enfoque probabilístico, es usado para cuantificar estas incertidumbres. El peligro sísmico determina la proba-

bilidad de ocurrencia de distintos niveles de intensidad sísmica en un lugar determinado en un período de tiempo dado (Muñoz, 1989). Con esto, es posible diseñar y construir obras capaces de resistir la violenta sacudida del terreno producida por los terremotos y contribuir a reducir el impacto funesto que estos eventos han causado en la humanidad.

Las GMPE son usados en la predicción de las intensidades sísmicas y, por lo tanto, modelos más sofisticados que permitan caracterizar de mejor manera este fenómeno podría reducir cierto grado de incertidumbre en el peligro sísmico.

Por lo tanto, uno de los aspectos fundamentales de las GMPE es que las variables explicativas que incluyen tengan el mayor sentido físico para representar este fenómeno tan complejo y, además, sean lo más predecible posible. El uso de distintas métricas de distancias fuente-sitio en terremotos de gran magnitud pueden cambiar significativamente los resultados en la estimación de peligro sísmico (Boomer & Akkar, 2012), de este modo, una buena elección de éstas es absolutamente importante.

Bajo este enfoque, la distancia desde las asperezas al sitio de estudio (R_{asp}) podría considerarse como una de las mejores propuestas en métricas de distancia desde la fuente al sitio debido a que:

- Se ha observado que el valor de las intensidades sísmicas pueden estar controladas principalmente por la distancia y tamaño de las asperezas dominantes, debido a que la energía liberada durante un terremoto está controlada por las zonas de mayor deslizamiento (asperezas)(Ruiz & Saragoni, 2005). Un claro ejemplo de esto se demuestra en la figura 2.3, en donde se muestran las intensidades sísmicas registradas (PGA) en dos estaciones sísmicas para el terremoto

del Maule del 2010. La estación MATA01R tiene una distancia a la ruptura de 27.5 km aproximadamente y la estación MAULE04R 34.2 km. Para ambas estaciones se esperaba una intensidad de 0.48 g y 0.38 g, respectivamente, por las características de fuente-trayectoria-sitio según el GMPE propuesto por Montalva *et al.* (2017), pero el registro del PGA fue de 0.33 g y 0.6 g, respectivamente. Esto se debe a que la estación MAUL04R se encuentra más cercana a la aspereza en comparación a la estación MATA01R, aunque esta última se encuentre más cerca de la ruptura.

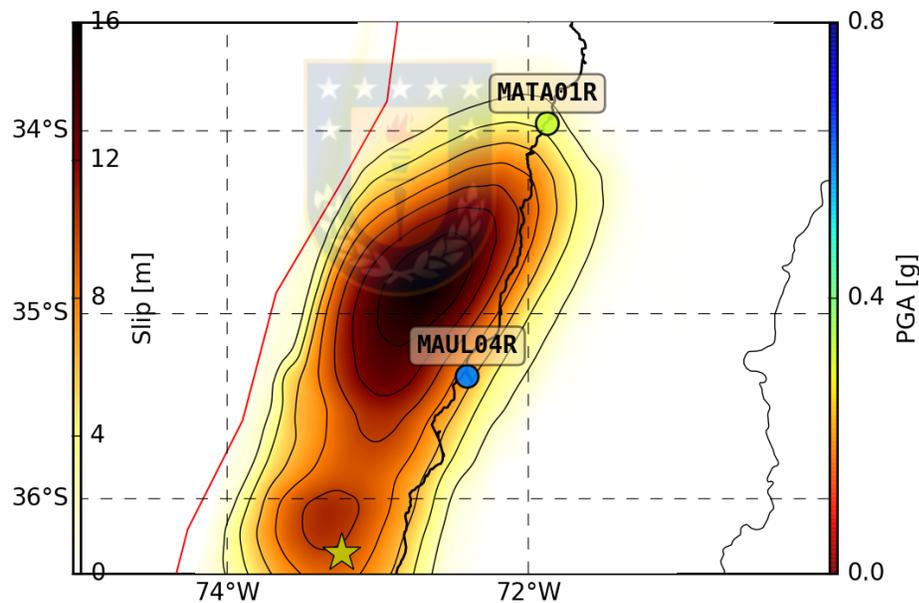


Figura 2.3: Ejemplo de control de intensidad sísmica respecto a la cercanía a las asperezas. Modelo de deslizamiento cosísmico (contorno cada 2 metros) propuesto por Moreno *et al.* (2012) para el terremoto de Maule 2010. Registro de PGA para estación MATA01R: 0.327 g (R_{rup} : 27.466 km y R_{asp} : 201.123 km) y estación MAUL04R: 0.597 g (R_{rup} : 34.232 km y R_{asp} : 121.296 km). La estrella indica el epicentro del evento.

Por lo tanto, una mejor representación física de la trayectoria es posible mediante la incorporación de una métrica que incluya la distribución de los distintos

deslizamientos que ocurren en el plano de falla.

- Por otro lado, como se mencionó en el Capítulo 1, diversos estudios han demostrado la existencia de una correlación espacial entre las zonas de gran acoplamiento intersísmico y las regiones con mayor deslizamiento cosísmico (asperezas) dentro del plano de falla, lo que significaría que las distancias a las zonas de alto acoplamiento intersísmico se podrían tomar como un elemento predictivo en la estimación de R_{asp} para futuros terremotos y disminuiría la incertidumbre en su predicción.

2.5 Estado del Arte de las GMPM y sus Métricas de Distancia



En la literatura especializada se han propuesto muchas expresiones para predecir las intensidades sísmicas, variando el modelo matemático al que se ajustan los datos, los parámetros que caracterizan el movimiento y el tamaño de la fuente, así como también la base de datos que utilizan. Douglas (2018), realiza una recopilación de los distintos modelos desarrollados alrededor del mundo que van desde 1964 hasta la fecha, dentro de los cuales, para zonas de subducción, destacan los modelos empíricos propuestos por Youngs *et al.*, Atkinson & Boore, Zhao *et al.* y Abrahamson *et al.*, debido a la gran cantidad de datos de eventos mundiales que utilizaron en su regresión.

Youngs *et al.*, (1997) proponen una relación de atenuación para PGA y pseudo aceleraciones para eventos interplaca e intraplaca con $M_w > 5$. En su base de datos incluyeron registros de aceleraciones de Alaska, Chile, Cascadia, Japón, México, Perú

e Islas Solomon (n° de registros: 234). La distancia fuente-sitio fue caracterizada a través de R_{rup} y R_{hyp} (para eventos que no tienen definida la superficie de la ruptura), siendo esta última poco influyente ya que la mayoría de los eventos grandes tienen descrita la superficie de ruptura, y para los pequeños eventos la diferencia entre la distancia mínima a la ruptura y al hipocentro es pequeña.

Atkinson & Boore (2003) generaron fórmulas de atenuación para la zona de Cascadia y otras zonas de subducción incluyendo en su base de datos registros de Alaska, Chile, Cascadia, El Salvador, Japón, México y Perú (n° de registros: 1.110). Incluyendo eventos interplaca e intraplaca con $5 < M_w < 8.3$. Para la distancia fuente-sitio proponen: $R = \sqrt{R_{rup}^2 + \Delta^2}$, donde Δ es un término que fue incluido para evitar los efectos de saturación de la distancia cercana a la fuente.

Por otro lado, Zhao *et al.* (2006) para su regresión incluyó 4.726 registros de eventos de subducción globales, siendo la mayor cantidad de registros en Japón (4.518). Este modelo incluye R_{rup} como parámetro de distancia para eventos que dispongan de un modelo de falla y R_{hyp} para otros eventos. Además incluye un término de modificación de trayectoria para eventos intraplaca, que da cuenta de la complicada trayectoria de las ondas sísmicas en estos eventos.

Y finalmente, Abrahamson *et al.* (2016) utiliza 9.946 datos empíricos, que incluyen a los utilizados en los modelos anteriormente descritos. Utiliza como métrica de distancia R_{rup} para eventos interplaca y R_{hyp} para eventos intraplaca (*inslab*). Además incluye una escala diferente para los sitios ubicados en las regiones del antearco y el trasarco, con una atenuación mucho más pronunciada para los sitios del trasarco.

En 2017, Montalva *et al.*, proponen un modelo utilizando 3.774 registros de eventos producidos en zona de acoplamiento chileno, incluyendo datos de los grandes ter-

remotos ocurridos en la última década (*i.e.* Maule, Iquique e Illapel), empleando una adaptación de la fórmula funcional propuesta en el trabajo de Abrahamson *et al.* (2016). Este modelo utiliza R_{rup} como métrica distancia fuente-sitio y será el modelo que se utilizará en este estudio (detalle en capítulo 4: Metodología).

Como se puede apreciar, el parámetro R_{asp} como caracterizador de la trayectoria en los modelos más utilizados a nivel mundial para zonas de subducción no aparece. Pero si ha sido considerado en modelos locales, tales como Ruiz & Saragoni (2005) y Cohee *et al.* (1991) para la zona de subducción de Chile y de Cascadia, respectivamente. En sus propuestas consideran la distancia más cercana a las asperezas ³, en desmedro de R_{rup} o R_{hyp} , que se emplean habitualmente, dado que estas medidas no pueden representar la física de ruptura del terremoto como lo hace la distancia más cercana a la aspereza. De sus resultados concluyen que el uso de esta métrica reduce los errores con respecto a fórmulas de atenuación similares que consideran otras métricas.

³La ubicación de las asperezas para Chile consiste en un método propuesto por Ruiz (2002) en su trabajo de tesis, basados en métodos empíricos del terremoto del 3 de marzo de 1985 de Chile Central (que tuvo más de una aspereza) y de datos de terremotos históricos. En el caso de Cascadia, lo realizan a partir de acelerogramas sintéticos generados por Somerville *et al.* (1991).

Variables explicativas de las GMPE en zonas de subducción			
Modelo	Fuente	Trayectoria	Sitio
Youngs <i>et al.</i> (1997)	M_w, Z_h, Z_T	R_{rup}	VD : clasificación roca y suelo
Atkinson & Boore (2003)	M_w, Z_h	$R(R_{rup}, \Delta)$	VD : clasificación NEHRP B,C,D y E
Zhao <i>et al.</i> (2006)	M_w, Z_h, F, Z_T	R_{rup}	VD : clasificación roca dura + 4 tipos de suelos
Abrahamson <i>et al.</i> (2016)	M_w, Z_h, Z_T, I	R_{rup} (interplaca) , R_{hyp} (intraplaca)	VC : Vs_{30}
Montalva <i>et al.</i> (2017)	M_w, Z_h, Z_T, I	R_{rup} (interplaca) , R_{hyp} (intraplaca)	VC : Vs_{30}

Tabla 2.1: Resumen de las variables explicativas de las GMPE utilizadas en zonas de subducción. M_w : Escala de magnitud de momento, Z_h : Profundidad hipocentral, F : Tipo de falla (normal o inversa), Z_T : Tipo de fuente (interplaca o intraplaca), VD : Variable discreta, VC : Variable continua, I :

Capítulo 3:

BASE DE DATOS

Para la realización de este trabajo se utilizaron los datos de los siguientes eventos interplaca de gran magnitud ocurridos en zonas de subducción:

- **Chile:** Illapel 2015 ($M_w=8.2$), Iquique 2014 ($M_w=8.1$), Maule 2010 ($M_w=8.8$) y Tocopilla 2007 ($M_w=7.7$)
- **Ecuador:** Pedernales 2016 ($M_w=7.8$)
- **Japón:** Tohoku 2011 ($M_w=9.0$)
- **Perú :** Pisco 2001 ($M_w=8.0$)

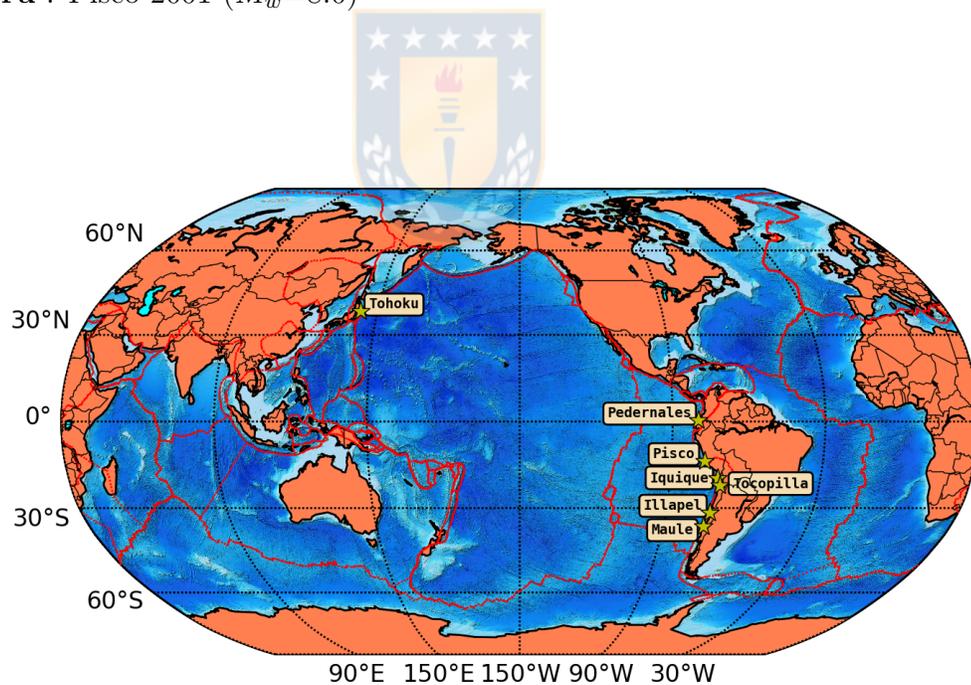


Figura 3.1: Mapa mundial con los eventos utilizados en el estudio. Las estrellas amarillas indican los epicentros de cada evento. Las líneas rojas indican los bordes de las distintas placas tectónicas.

3.1 Chile

En el caso de Chile, la base de datos para cada evento pertenece a un subconjunto de datos publicados por Bastías & Montalva (2016), disponibles en https://datacenterhub.org/resources/chilean_motion/. En su trabajo procesaron los registros de las estaciones acelerográficas del Centro Sismológico Nacional (CSN) y la Red Nacional de Acelerógrafos del Departamento de Ingeniería Civil de la Universidad de Chile (RENADIC) a través de distintas metodologías para finalmente obtener las aceleraciones espectrales o pseudo-aceleraciones (Sa) para distintos periodos ($0.01 \text{ s} < T < 10 \text{ s}$), con un factor de amortiguamiento de un 5%. Además, se incorporan nuevos registros sísmicos publicados por el Centro Sismológico Nacional (CSN) a los cuales se les aplica el algoritmo de Nigam & Jennings (Boore, 2001) para la obtención de las Sa (figura 3.2).

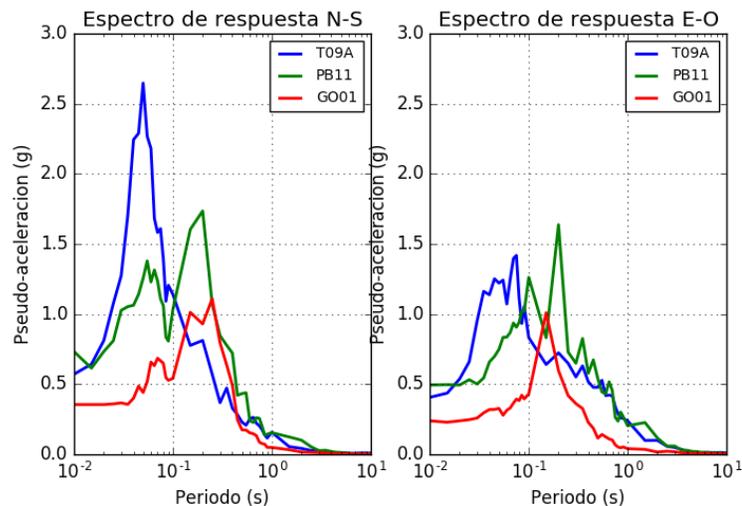


Figura 3.2: Ejemplo de espectro de respuesta que se obtuvieron de algunos registros en el evento de Iquique 2015. En las absisas se muestra el periodo (en escala logarítmica) y en las ordenadas se muestran las Sa con un factor de amortiguamiento de 5%.

Para la información de **efecto de sitio** (caracterizado por V_{s30}) se recolectó la información de Bastías & Montalva (2016) y del CSN. Para sitios donde no se disponía de esta información se siguió la metodología de Bastías & Montalva (2016), basada en la predicción de V_{s30} a partir de dos *proxys*: la frecuencia predominante del sitio (metodología propuesta por Zhao *et al.*, 2006), f_0 , y la pendiente topográfica (metodología de Wald & Allen, 2007), con estos dos datos se realizó una ponderación con distintos pesos y se obtuvo un valor estimado de V_{s30} para el sitio.

La información de **fuerza sísmica** y **trayectoria** en los cuatro eventos chilenos fueron caracterizadas por distintos modelos de falla finita propuestos en la literatura (*i.e.*, magnitud, localización epicentral, profundidad focal, distribución de deslizamientos) de los cuales, tras una inspección visual, se eligieron los modelos de Shrivastava *et al.* (2016), Schurr *et al.* (2014), Moreno *et al.* (2012) y Sladen (2007); para los eventos de Illapel, Iquique, Maule y Tocopilla, respectivamente (figuras 3.4-7). Esta inspección se basó en la hipótesis mencionada anteriormente de que existe una correlación espacial entre las zonas de mayor deslizamiento cosísmico y las zonas de mayor acoplamiento intersísmico (*e.g.*, Moreno *et al.*, 2010; Bürgmann *et al.*, 2005; Loveless & Meade, 2011), de modo que la elección de los modelos de ruptura fueron las soluciones que más se correlacionaron espacialmente con los modelos intersísmicos publicados por distintos autores (ver Tabla 3.1), salvo para el evento de Tocopilla, donde su ruptura no coincidió con los áreas de mayor acoplamiento de los modelos intersísmicos propuestos para esa zona (*e.g.*, Bejar-Pizarro *et al.*, 2013, Ruiz *et al.*, 2014).

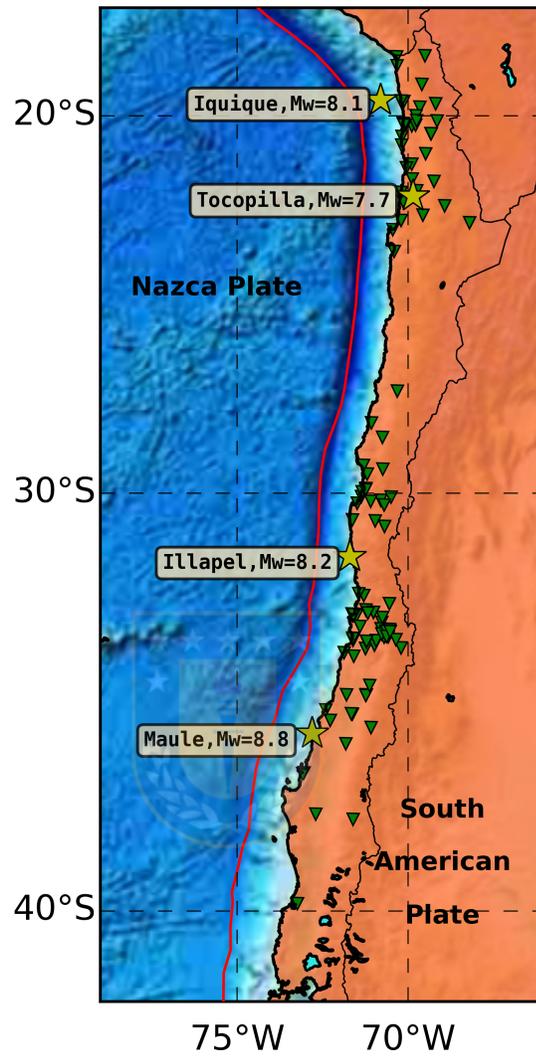


Figura 3.3: Estaciones acelerográficas (triángulos invertidos verdes) incluidas en la base de datos de registros de los eventos de Maule 2010 , Iquique 2014 e Illapel 2015. Las estrellas amarillas indican los epicentros de cada evento. Línea roja indica la fosa de Perú-Chile.

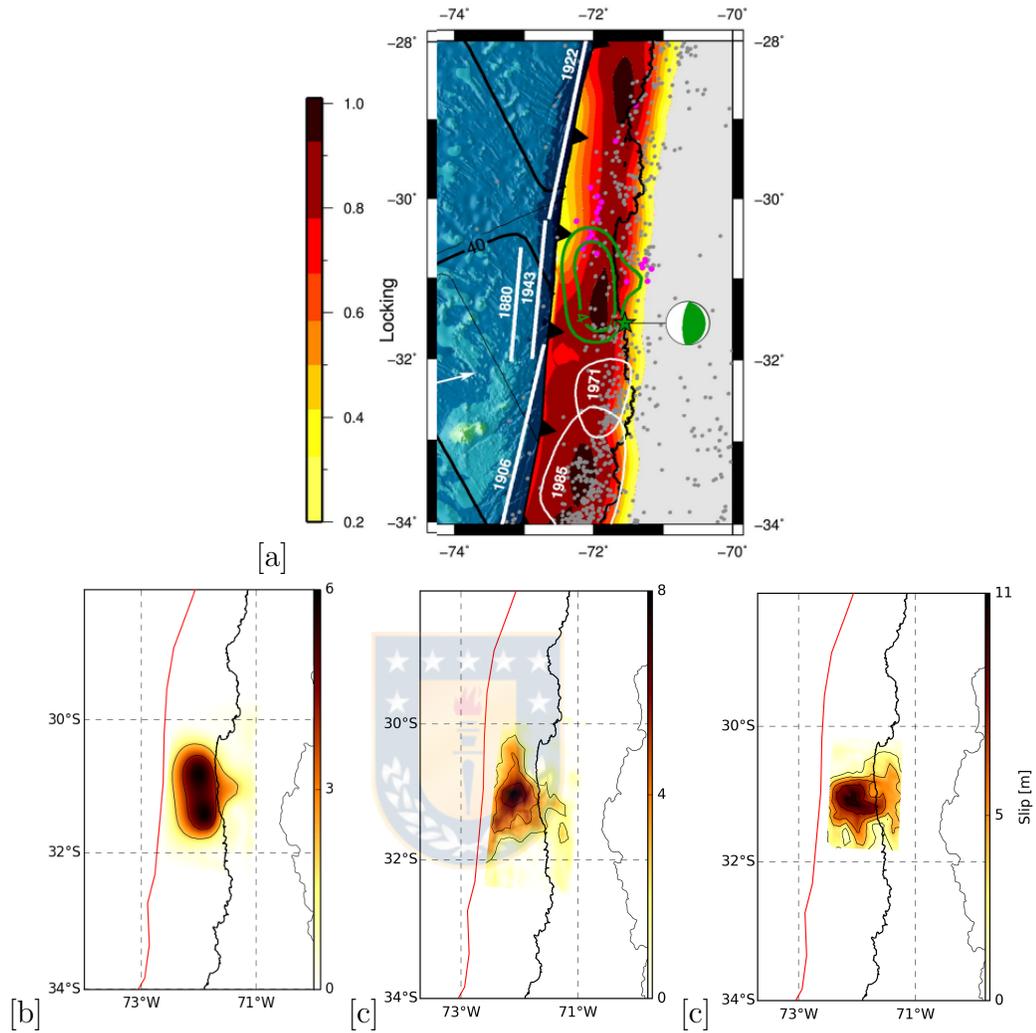


Figura 3.4: [a] Modelo intersísmico de Tilmann *et al.*, 2016 y distribución de deslizamiento cosísmico para el evento de Illapel 2015 propuesto por Tilmann *et al.*, 2016 (líneas de contorno verdes). Modelo de deslizamiento de falla finita de [b] Tilmann *et al.*, 2016; [c] Hayes G., 2017; y [d] Okuwaki *et al.*, 2016. Los modelos tienen un contorno de deslizamientos cada 2 metros. Línea roja indica la fosa de Perú-Chile.

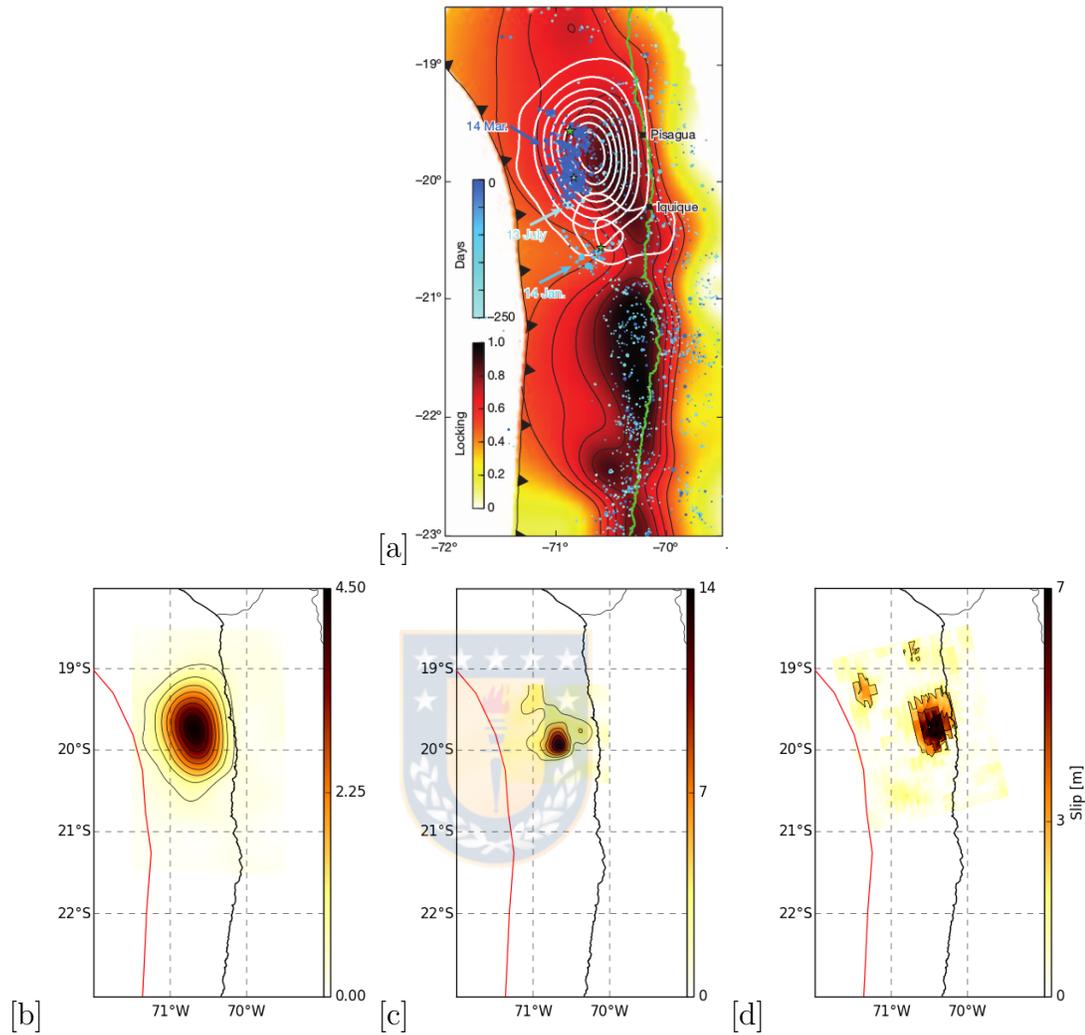


Figura 3.5: [a] Modelo intersísmico de Schurr *et al.*, 2014 y distribución de deslizamiento cosísmico para el evento de Iquique 2014 propuesto por Schurr *et al.*, 2014 (líneas de contorno blancas). Modelo de deslizamiento de falla finita de [b] Schurr *et al.*, 2014 (contorno de deslizamientos cada 0.5 m); [c] Duputel *et al.*, 2015 (contorno de deslizamientos cada 2 metros) y [d] modelo propuesto por la USGS, 2014 (contorno de deslizamientos cada 2 metros). La línea roja indica la fosa de Perú-Chile.

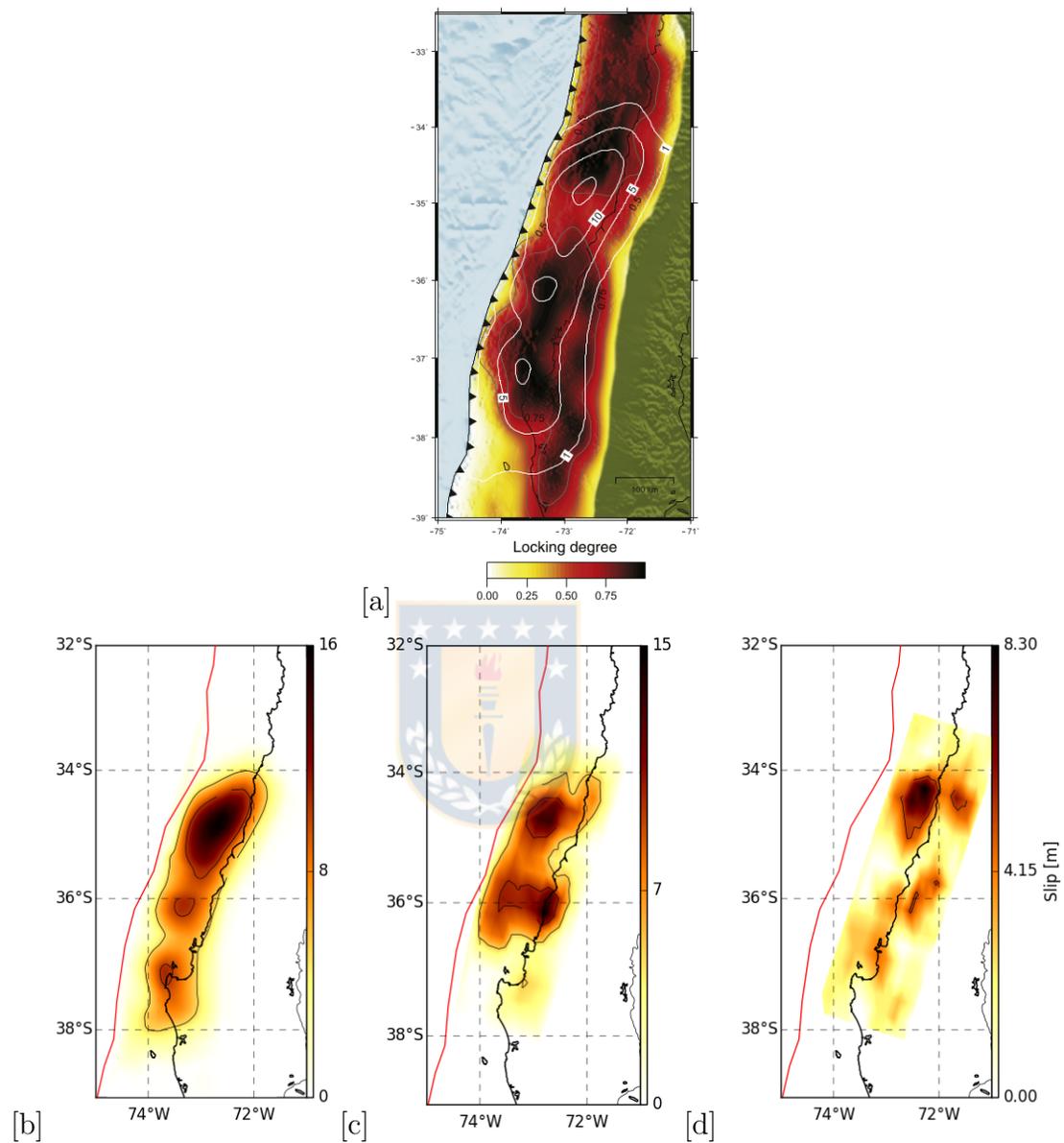


Figura 3.6: [a] Modelo intersísmico de Moreno *et al.*, 2010 y distribución de deslizamiento cosísmico para el evento de Maule 2010 propuesto por Moreno *et al.*, 2012 (líneas de contorno blancas). Modelo de deslizamiento de falla finita de [b] Moreno *et al.*, 2012; [c] Hayes (USGS), 2010 y [d] Sladen (Caltech), 2010. Los modelos tienen un contorno de deslizamientos cada 5 metros. La línea roja indica el borde del contacto entre la placa oceánica de Nazca y la continental de Sudamérica (fosa de Perú-Chile).

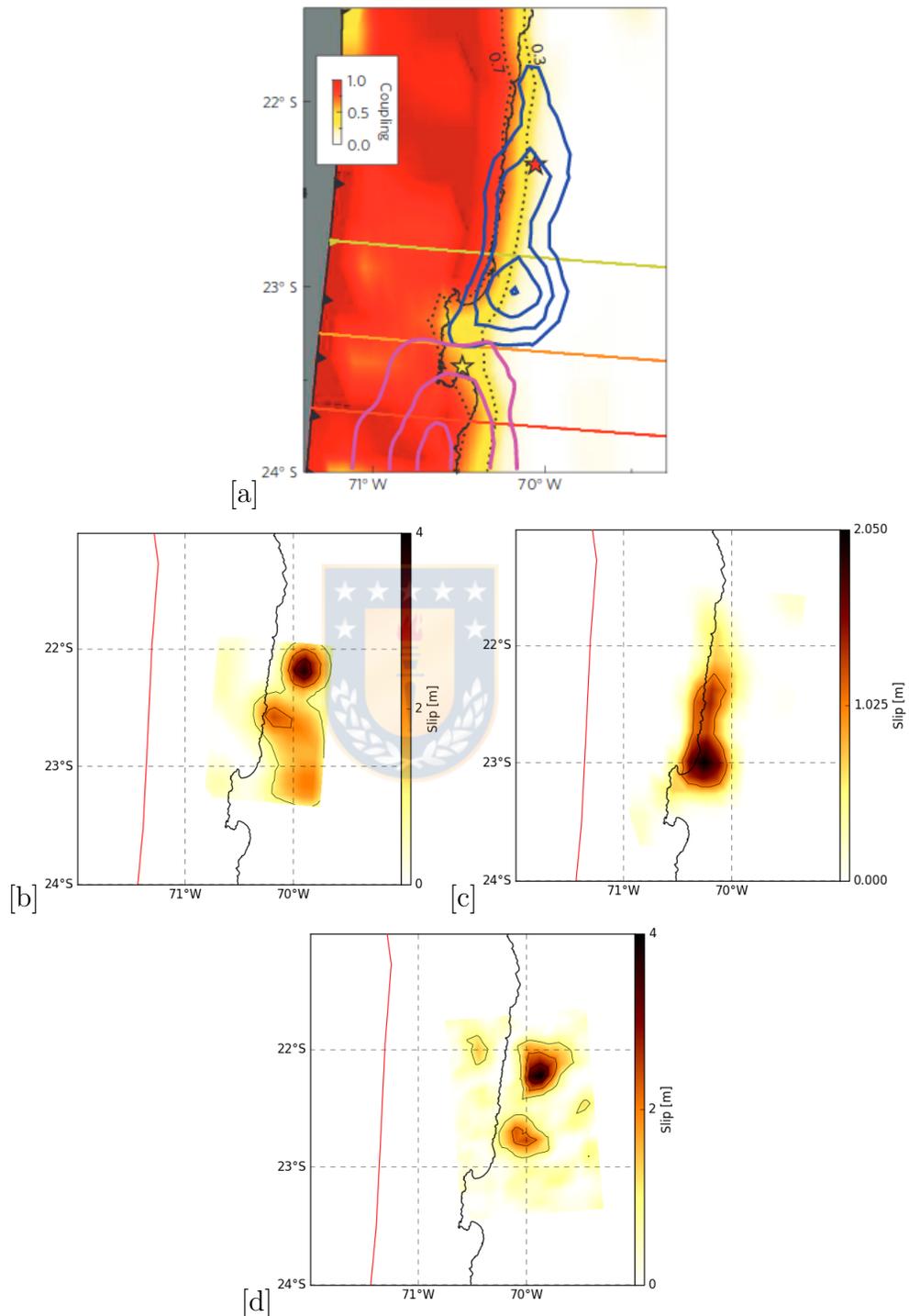


Figura 3.7: [a] Modelo intersísmico de Bejar-Pizarro *et al.*, 2013 y distribución de deslizamiento cosísmico para el evento de Tocopilla 2007 propuesto por Bejar-Pizarro *et al.*, 2010 (líneas de contorno azul). Modelo de deslizamiento de falla finita de [b] Sladen (Caltech, 2007); [c] Bejar-Pizarro *et al.*, 2010 y [d] Zeng *et al.* (USGS), 2007. Los modelos tienen un contorno de deslizamientos cada 1 metro. La línea roja indica el borde del contacto entre la placa oceánica de Nazca y la continental de Sudamérica (fosa de Perú-Chile).

3.2 Ecuador

La base de datos utilizada para la obtención de las intensidades sísmicas del evento de Pedernales (2016), Ecuador, corresponde a los registros acelerográficos del Centro de Investigación de Ingeniería de Terremotos del Pacífico (PEER, por sus siglas en inglés, *Pacific Earthquake Engineering Research Center*). Los parámetros de **fuentesísmica** y **trayectoria** fueron obtenidos del catálogo del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS, por sus siglas en inglés *United States Geological Survey*) (único modelo de ruptura encontrado en la web para este evento).

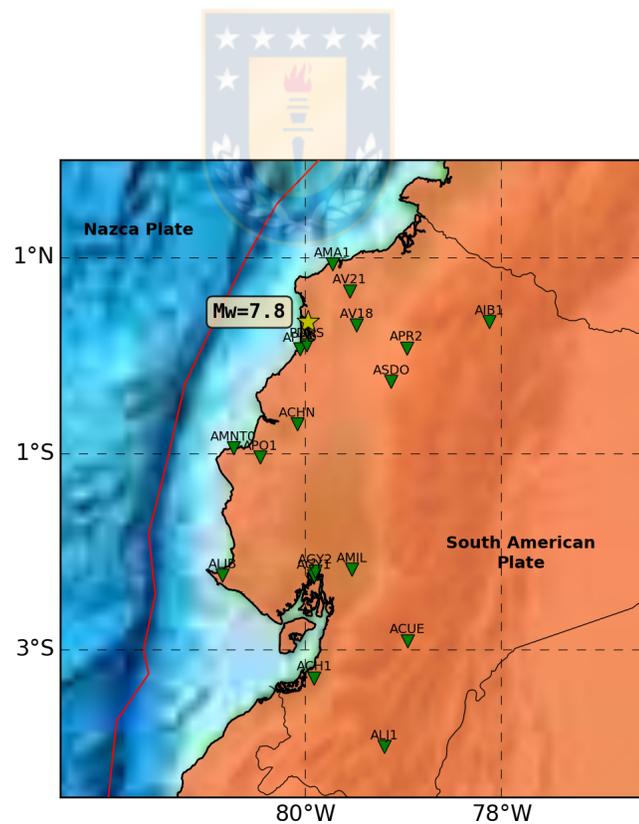


Figura 3.8: Estaciones sísmológicas (triángulos invertidos verdes) utilizadas en el evento de Pedernales 2016. La estrella amarilla indica el epicentro. Línea roja indica el borde del contacto entre la placa oceánica de Nazca y la continental de Sudamérica.

La información de la caracterización del **sitio** para algunas estaciones fue obtenida del reporte emitido por la Asociación de Reconocimiento de Ingeniería Geotécnica de Terremotos (GEER, *Geotechnical Earthquake Engineering Reconnaissance*) (Nikolaou *et al.*, 2016). Y para las estaciones que no poseían información de sitio, se utilizó la propuesta de Zhao *et al.* (2006), es decir, la estimación de la velocidad de onda de corte (V_{s30}) a partir de la frecuencia dominante del sitio. Para la obtención de f_o se utilizó la propuesta de Leyton *et al.* (2012). En su metodología calculan la transformada S (Stockwell *et al.*, 1996) por componente y obtienen la media geométrica de las componentes horizontales, luego se suavizan las componentes horizontales y verticales para realizar el cálculo de la razón espectral horizontal-vertical (razón espectral H/V o HVSR; por sus siglas en inglés *Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio*). Finalmente, la frecuencia fundamental es la frecuencia asociada al peak de la razón espectral H/V (figura 3.9).

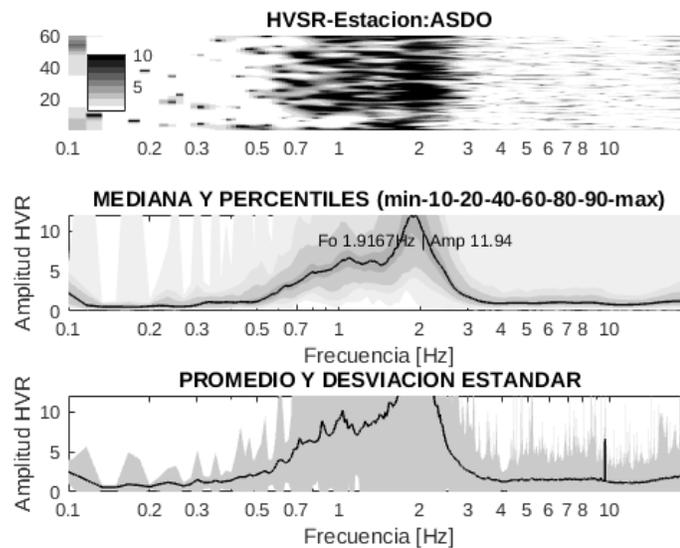


Figura 3.9: Esquema de procesamiento para la obtención de la frecuencia fundamental para la estación CAL utilizando el registro sísmico del evento de Pedernales ($f_0=0.73$ Hz).

3.3 Japón

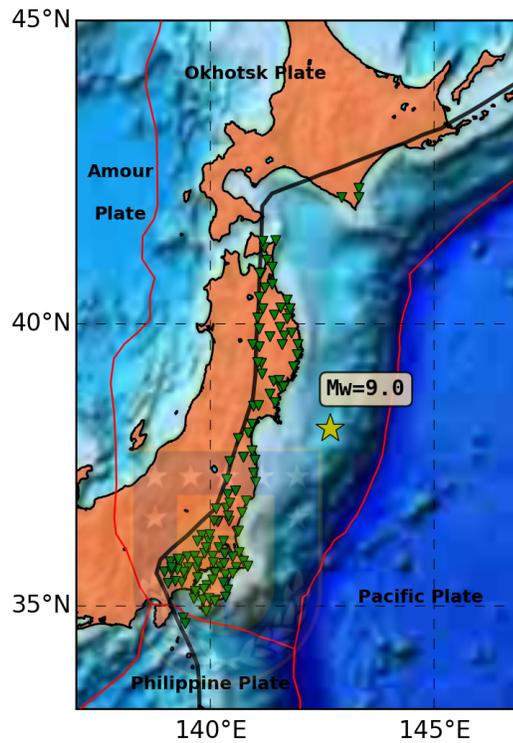


Figura 3.10: Estaciones sísmológicas (triángulos invertidos verdes) utilizadas en el evento de Tohoku 2011. La estrella amarilla indica el epicentro. Línea roja indica el borde del contacto entre las placas oceánicas del Pacífico y Filipina y las continentales de Amour (antiguamente considerada parte de la placa Euroasiática) y la placa Ojotsk (considerada antiguamente parte de la placa Norteamericana). La línea negra representa el arco volcánico.

Para el evento de Tohoku (2011), Japón, los registros fueron obtenidos a través sitio web japonés *Strong-Motion Seismograph Network*, KiK-Net (*Kiban Kyoshin network*) y K-Net (*Kyoshin network*). Dado que en esta zona existen estaciones ubicadas en las regiones de antearco y trasarco para las mismas distancias desde la fuente sísmica hasta el sitio que las estaciones utilizadas en los otros eventos incluidos en este estudio, se optó por excluir a las estaciones ubicadas en el trasarco debido a

que la atenuación en esta región es mucho más pronunciada que las ubicadas en el antearco (Ghofrani & Atkinson, 2011) y su inclusión podría afectar los resultados.

En cuanto a la caracterización de **fuentes sísmicas** y **trayectoria**, los parámetros elegidos se obtuvieron del modelo de ruptura propuesto por Wei & Sladen (Caltech, 2011) debido a su alta semejanza espacial de deslizamientos cosísmicos y la propuesta de distribución de acoplamiento intersísmico de Loveless & Meade (2011). Además, se inspeccionaron los modelos de Hayes (USGS, 2011) y [d] Shao *et al.* (2011)(figura 3.11).

Cada estación posee la información de velocidad de onda de corte a distintas profundidades, por lo tanto, la caracterización del **sitio** se estimó realizando una ponderación de los primeros 30 metros.



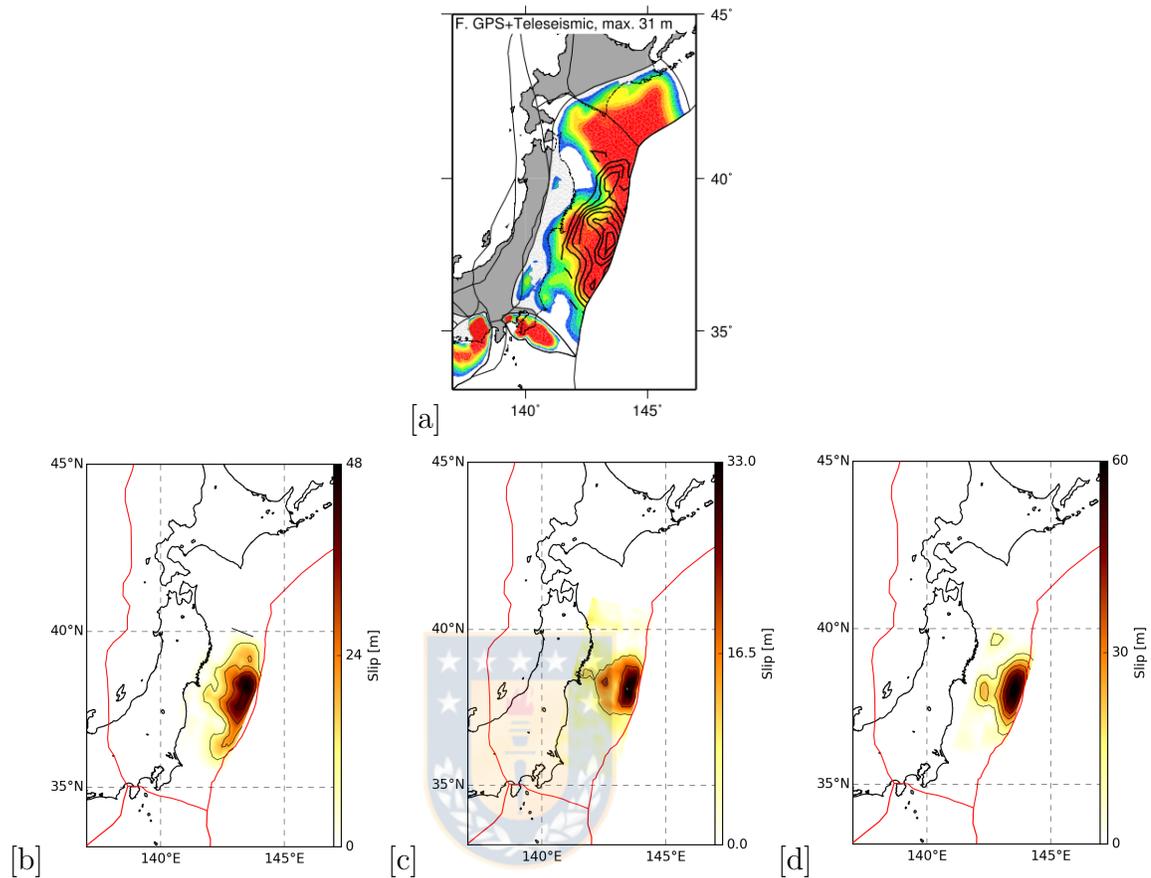


Figura 3.11: [a] Modelo intersísmico de Loveless & Meade, 2011. Modelo de deslizamiento de falla finita de [b] Wei & Sladen (Caltech), 2011; [c] Hayes (USGS), 2011 y [d] Shao *et al.*, 2011. Los modelos tienen un contorno de deslizamientos cada 10 metros. Línea roja indica la convergencia entre las distintas placas tectónicas de esta región.

3.4 Perú

Para el evento de Pisco (2007), Perú, los registros de las aceleraciones de estaciones sismológicas fueron facilitadas por el Instituto Geofísico del Perú (IGP), los cuales fueron procesados con la misma metodología empleada anteriormente para la obtención de las aceleraciones espectrales. En cuanto a la caracterización de **fuentes sísmica** y **trayectoria**, los parámetros elegidos se obtuvieron del modelo de falla

finita propuesto por Sladen (Caltech, 2007), solución que más se asemeja espacialmente al modelo intersísmico de Perfettini *et al.* (2010). Además, se inspeccionaron los modelos de Konka (Caltech, 2007) y Ji & Zeng (2007) (figura 3.13). La información de la caracterización del **sitio**, al igual que para el evento de Pedernales, la V_{s30} se obtiene según la metodología de Zhao *et al.* (2006).

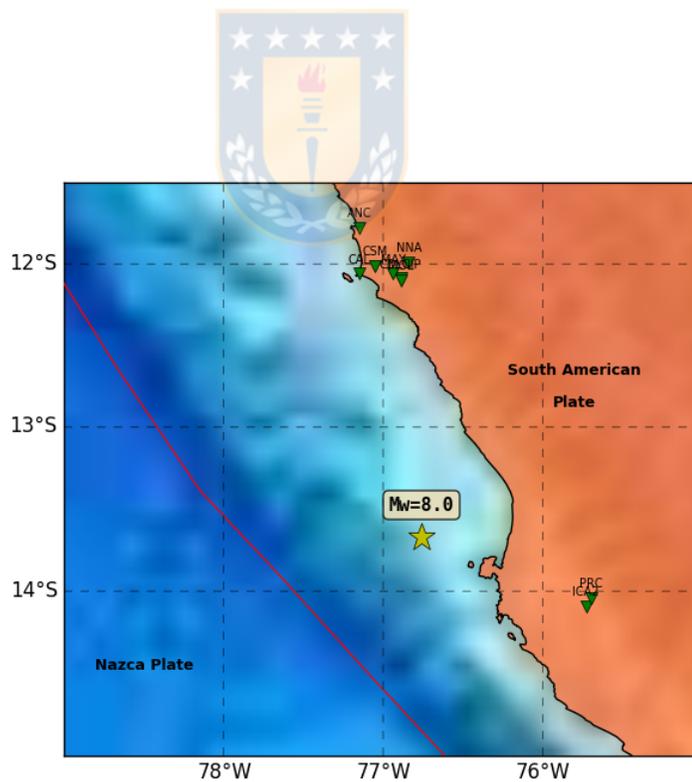


Figura 3.12: Estaciones sismológicas (triángulos invertidos verdes) utilizadas en el evento de Pisco 2007. La estrella amarilla indica el epicentro. Línea roja indica el borde del contacto entre la placa oceánica de Nazca y la continental de Sudamérica.

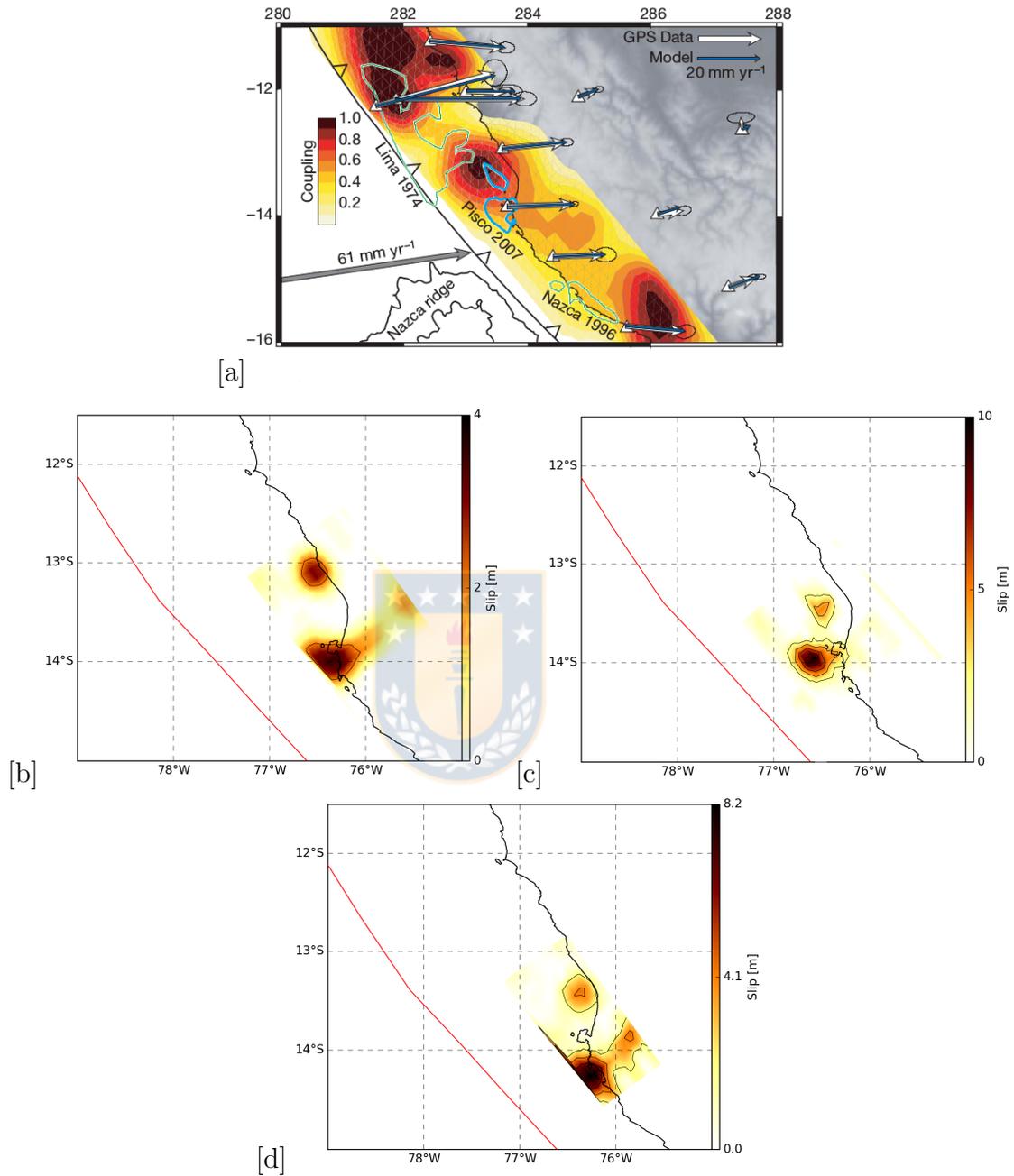


Figura 3.13: [a] Modelo intersísmico de Perfettini *et al.*, 2010 y área de ruptura para el evento de Pisco 2007 propuesto por Perfettini *et al.*, 2010 (líneas de contorno celeste). Modelo de deslizamiento de falla finita de [b] Konca (Caltech), 2007; [c] Sladen (Caltech), 2007 y [d] Ji & Zeng, 2007. Los modelos tienen un contorno de deslizamientos cada 2 metros. Línea roja indica la fosa de Perú-Chile.

Cabe mencionar que los modelos de ruptura fueron obtenidos en su mayoría de

la base de datos de *Earthquake Source Model Database* (SRCMOD) disponibles en <http://equake-rc.info/srcmod/> y de la USGS disponibles en <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/browse/significant.php>. Además, tres modelos de ruptura fueron facilitados por Marcos Moreno, autor y co-autor de las publicaciones relacionadas a los modelos.

La siguiente tabla resume los modelos de falla finita que se utilizaron en cada evento y sus correspondientes parámetros de **fuerza**, es decir, la magnitud de Momento (M_w), la localización epicentral y la profundidad focal que utilizó cada autor(es) en su modelo. Además se incluyen el número de registros que se usó en cada evento.

Terremoto	Modelo de Ruptura	M_w	Epicentro (°lat, °lon)	Prof.(km)	Modelo Intersísmico	N° de Registros
2016 Pedernales, Ecuador	Hayes, 2016 ^[2]	7.8	0.35, -79.97	20	Rolandone <i>et al.</i> , 2018	18
2015 Illapel, Chile	Shrivastava <i>et al.</i> (2016) ^[3]	8.2	-31.57, -71.67	23.3	Tilmann <i>et al.</i> (2016)	49
2014 Iquique, Chile	Schurr <i>et al.</i> (2014) ^[3]	8.1	-19.61, -70.77	25	Schurr <i>et al.</i> (2014)	26
2011 Tohoku, Japón	Wei & Sladen (Caltech, 2011) ^[1]	9.0	38.19, 142.68	21	Loveless & Meade, 2011	125
2010 Maule, Chile	Moreno <i>et al.</i> (2012) ^[3]	8.8	-35.91, -72.73	35	Moreno <i>et al.</i> (2010).	35
2007 Tocopilla, Chile	Sladen (Caltech, 2007) ^[1]	7.7	-22.20, -69.85	49.66	-	14
2001 Pisco, Perú	Sladen (Caltech, 2001) ^[1]	8.0	-13.32, -76.52	38.55	Perfettini <i>et al.</i> , 2010	10

Tabla 3.1: Modelos de falla finita utilizados en cada evento y sus correspondientes parámetros de fuerza sísmica. Obtenidas de: [1] SRCMOD, [2] USGS y [3] Marcos Moreno.

Capítulo 4:

METODOLOGÍA

4.1 Introducción

Las GMPE generalmente tienen la forma:

$$Y = \mu(X|\theta) + \Delta \quad (4.1)$$

Donde Y es el logaritmo natural de la intensidad sísmica observada durante un evento ($\ln(Sa_{obs})$), $\mu(X|\theta)$ es la media del modelo, X es un vector de parámetros explicativos (e.g., magnitud, distancia, mecanismo de falla, efecto de sitio), θ es un vector que contiene los coeficientes del modelo y Δ es una variable aleatoria que describe el error total del modelo (Al Atik *et al.*, 2010) definida como residual. Por lo tanto,

$$\mu(X|\theta) = \ln(Sa_{mod}) \quad (4.2)$$

Donde Sa_{mod} corresponde a las intensidades sísmicas modeladas o predichas por el modelo. Cabe señalar que las Sa se obtienen de la forma:

$$Sa = \sqrt{Sa_{N-S} \times Sa_{E-O}} \quad (4.3)$$

Donde Sa_{N-S} y Sa_{E-O} corresponden a las componentes Norte-Sur y Este-Oeste de las aceleraciones espectrales, respectivamente. Las componentes horizontales son mayormente estudiadas en las GMPE en relación a las verticales, debido a que éstas son las que se consideran en los códigos y normas de diseño en la respuesta dinámica

de las estructuras (las construcciones son diseñadas generalmente para soportar las demandas que la componente sísmica horizontal genera sobre las construcciones civiles).

A continuación se detallará (1) la GMPE que se utilizará en este estudio ($\mu(X|\theta)$) propuesto por Montalva *et al.* (2017) para la zona de subducción de Chile, modelo que incluye como métrica de distancia la distancia más corta al plano de ruptura (R_{rup}) en terremotos de interface; y (2) la evaluación de los residuales (Δ) con respecto las métricas de distancia.

4.2 Modelo a Utilizar



Para un mejor entendimiento, la forma funcional del modelo viene segregada de la siguiente manera:

$$\ln(Sa_{mod}) = \theta_1 + F_{fuente} + F_{trayectoria} + F_{evento} + F_{sitio} + F_{FABA} \quad (4.4)$$

En la cual se separan los efectos de fuente, trayectoria, sismogénesis, sitio y un indicador de sitios respecto del arco volcánico (*forearc* y *backarc*), respectivamente. Y, donde Sa_{mod} corresponde a las aceleraciones espectrales en un rango de periodos que varían desde $0.01 < T < 10$ s considerando un amortiguamiento de un 5% en unidades g.

Dado que este estudio está enfocado en la evaluación de las métricas de distancia, sólo se detallará el efecto de $F_{trayectoria}$ y F_{FABA} , ya que ambos son los efectos dependientes de la distancia desde el sitio a la fuente sísmica, por lo que los demás

efectos no serán descritos.

$$F_{trayectoria} = [\theta_2 + \theta_1 4 f_{evento} + \theta_3 (M_w - 7.8)] \times \ln(R + C_4 \exp[\theta_9 (M_w - 6)]) + \theta_6 R \quad (4.5)$$

Este término modela la atenuación del frente de ondas que existe debido a la trayectoria desde la fuente y la estación receptora. Donde M_w es la magnitud de momento del evento, θ_2 , θ_3 y $\theta_1 4$ son coeficientes dados por el modelo que representan la atenuación de la amplitud de las ondas como consecuencia de la expansión geométrica en la trayectoria, mientras que el término θ_6 considera la anelasticidad del medio. f_{evento} es una variable binaria que considera la sismogénesis del evento, donde los eventos intraplaca (asociados a fallas normales) toman el valor 1, y los eventos interplaca (asociados a fallas inversas) toman el valor 0. Además, captura la saturación a cortas distancias basado en una profundidad ficticia C_4 pre-fijada en 10 km, con dependencia de magnitud. Finalmente, R es la variable que representa la distancia desde la fuente sísmica a la estación receptora medida en km, estimada como R_{rup} .

Por otro lado, el término F_{FABA} depende de la variable binaria F_{faba} , en donde los sitios del antearco toman el valor 0 y los del trasarco toman el valor de 1. Esto queda descrito como:

$$F_{FABA} = \begin{cases} \left(\theta_7 + \theta_8 \ln\left(\frac{\max(R, 85)}{40}\right) \times F_{faba} \right), & \text{si } f_{evento} = 1 \\ \left(\theta_{15} + \theta_{16} \ln\left(\frac{\max(R, 100)}{40}\right) \times F_{faba} \right), & \text{si } f_{evento} = 0 \end{cases} \quad (4.6)$$

Dado que este trabajo sólo incluye sitios del antearco, este término se anula.

4.3 Evaluación de los Residuales y las Métricas de Distancia

Los residuales (Δ) son definidos como la diferencia que existe entre un valor observado de intensidad sísmica ($\ln(Sa_{obs})$) y uno predicho por un GMPE ($\ln(Sa_{mod})$), la cual es causada principalmente debido a que la representación de los movimientos sísmicos es muy simple comparada con la complejidad del fenómeno físico, la incertidumbre asociada a la predicción de variables explicativas y la variabilidad aleatoria (intrínseca del fenómeno). Esta se expresa como:

$$\Delta = \ln(Sa_{obs}) - \ln(Sa_{mod}) \quad (4.7)$$

Mediante la graficación de los residuales en función de las distintas métricas de distancia, es posible evaluar su dependencia ajustando los residuales obtenidos de los eventos a un modelo lineal (*i.e.*, $y = mx + c$). Se utiliza máxima verosimilitud en desmedro del método de mínimos cuadrados, ya que este podría estar sesgado en presencia de valores atípicos.

Previamente se separan los datos dependiendo de dos casos ¹: (1) datos de eventos que se caracterizan por tener una sola aspereza dominante o que presentan una distribución de deslizamiento uniforme en el plano de ruptura (SDA, *Single Dominant Asperity*), los cuales corresponden a los eventos de Illapel, Iquique y Tohoku; y (2) los datos de eventos con dos o más asperezas dominantes o que presentan distribuciones de deslizamiento complejas que no se distribuyen de manera homogénea (MDA, *Multiple Dominant Asperities*), correspondiente a los eventos de Pedernales, Maule,

¹Se optó por esta segregación dado que al obtener las tendencias con todos los datos incluidos se observó que los resultados tendían a empeorar las estimaciones con el GMPE modificado para los eventos con MDA. Luego, al volver a evaluar los residuales se dio cuenta que el error provenía dado que existían tendencias diferentes dependiendo del tipo de evento.

Tocopilla y Pisco.

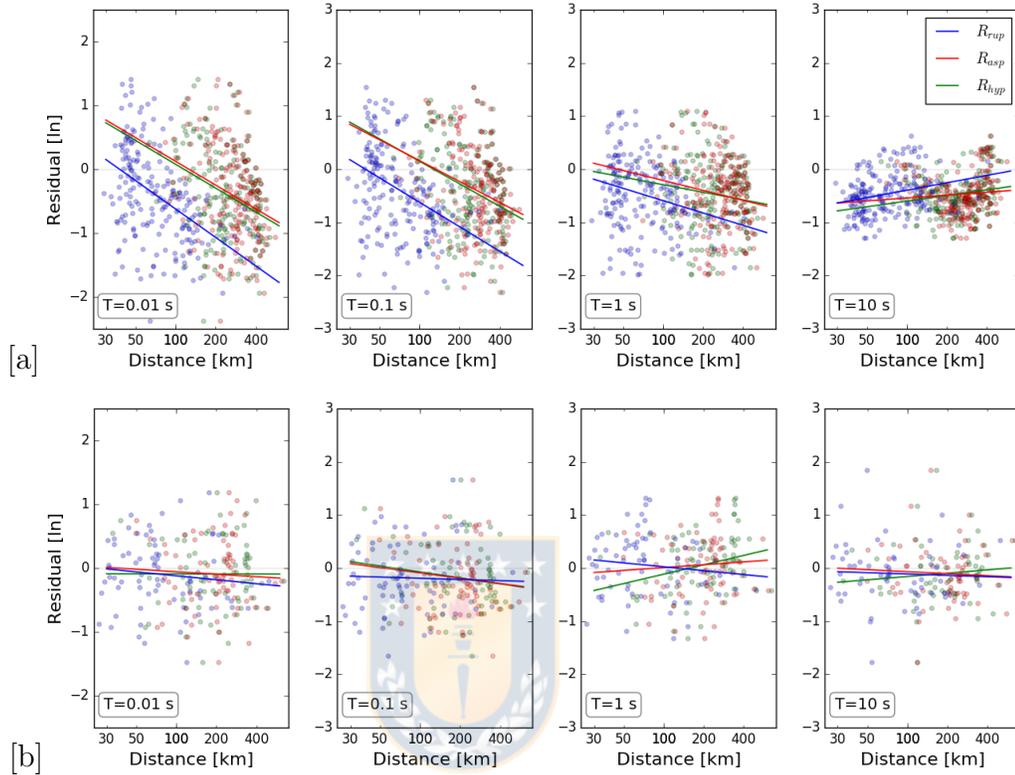


Figura 4.1: Residuales obtenidos con modelo original (μ) (Montalva *et al.*, 2017) versus las distintas métricas de distancia: R_{rup} (en azul), R_{asp} (en rojo) y R_{hyp} en verde para eventos con [a] una única asperidad dominante (SDA) y [b] dos o más asperidades dominantes (MDA).

La inclinación de la pendiente de R_{asp} para el caso [a] de la figura 4.1 indica que el GMPE original tiende a subestimar los valores predichos ($Sa_{mod} < Sa_{obs}$) a distancias más cortas, mientras que para distancias más grandes ($R > \sim 140$ km) las predicciones tienden a subestimarlos (*i.e.*, mayoría de los valores negativos $\Rightarrow Sa_{mod} > Sa_{obs}$). Esta tendencia tiende a disminuir hasta cambiar su sentido (pendiente positiva) para periodos más grandes ($T > 1.5$ s), aunque su inclinación no es mucha en este caso. Además se observa una disminución en la dispersión de los residuales hacia periodos mayores, pero con un sesgo hacia valores negativos. Por otro lado, para el caso [b],

la pendiente de R_{asp} muestra menor inclinación, lo que señala que para eventos con MDA, los residuales en su mayoría fluctúan alrededor cero de igual manera, tanto para distancias cortas como largas, apuntando que el modelo original funciona bien para este tipo de eventos.

Se observa también que R_{hyp} tiene una tendencia muy parecida a R_{asp} en periodos bajos ($T < 1s$), sobre todo en eventos con SDA. Esto puede deberse al hecho de que los hipocentros utilizados en este caso están ubicados dentro o cerca del área de gran deslizamiento (*i.e.*, aspereza), lo que pareciera indicar que esta métrica sería un buen parámetro para mejorar la predicción de las intensidades sísmicas, pero en términos predictivos para futuros terremotos, esta métrica de distancia tiene la desventaja de que trae más incertidumbres y, además, una métrica de distancia basada en un modelo de fuente puntual no es apropiada, especialmente para terremotos de gran magnitud (Scherbaum *et al.*, 2004). Es por esto que los siguientes capítulos sólo se comentará sobre R_{rup} y R_{asp} .

Una vez obtenidos los valores del ajuste lineal de R_{asp} es posible complementar esta tendencia al modelo original y crear un modelo modificado con la siguiente forma:

$$\mu_{mod} = \mu(X|\theta) + m_{1,2} \cdot \ln(R_{asp}) + c_{1,2} \quad (4.8)$$

donde μ_{mod} es la nueva media propuesta para predecir las Sa, $m_{1,2}$ y $c_{1,2}$ corresponde a la pendiente e intercepción al eje y adquiridos del ajuste lineal de los residuales en función de cada periodo obtenidos de eventos que se caracterizan por tener SDA (1) y MDA (2), respectivamente (tabla 4.1).

Periodo	m_1	c_1	m_2	c_2
0.01	-0.537	2.599	-0.056	0.202
0.02	-0.564	2.735	-0.071	0.278
0.05	-0.649	3.179	-0.099	0.394
0.075	-0.642	3.143	-0.101	0.370
0.1	-0.567	2.774	-0.144	0.575
0.15	-0.573	2.774	-0.230	1.041
0.2	-0.616	2.960	-0.290	1.353
0.25	-0.569	2.631	-0.223	1.000
0.3	-0.597	2.787	-0.169	0.738
0.4	-0.624	2.931	-0.309	1.494
0.5	-0.500	2.251	-0.337	1.712
0.6	-0.471	2.109	-0.167	0.793
0.75	-0.378	1.614	-0.056	0.307
1	-0.270	1.033	0.077	-0.344
1.5	0.015	-0.437	0.184	-0.827
2	0.135	-1.117	0.184	-0.826
2.5	0.177	-1.342	0.190	-0.873
3	0.220	-1.513	0.099	-0.354
4	0.236	-1.611	0.084	-0.369
5	0.239	-1.649	0.007	0.018
6	0.290	-1.926	-0.007	0.054
7.5	0.206	-1.552	-0.022	0.068
10	0.079	-0.903	-0.054	0.180

Tabla 4.1: Valores del ajuste lineal.

Capítulo 5:

ANÁLISIS Y RESULTADOS

5.1 Análisis de Exactitud y Variabilidad

La exactitud del modelo modificado, es decir, cuán cerca del valor observado se encuentra el valor predicho, se examina comparando los valores promedios de los residuales en valor absoluto obtenidos con el modelo original (μ) y el modelo modificado (μ_{mod}) (figura 5.1). Los valores obtenidos con μ_{mod} muestran una mejora (*i.e.*, valores más bajos) en todos los periodos para eventos con SDA. Para periodos pequeños ($T < 1.5s$) el porcentaje máximo de mejora es $\sim 29\%$ (en $T = 0.4s$), mientras que para periodos más largos es $\sim 43\%$ (en $T = 10s$) en comparación con el modelo original. Mientras que para eventos con MDA la mejora no es significativa, mostrando un porcentaje de mejora máximo de $\sim 10\%$ en $T = 0.1s$. Para analizar la variabilidad de los resultados, los residuales son separados en dos componentes (figura 5.2):

$$\Delta = \delta B_e + \delta W_{es} \quad (5.1)$$

El residual inter-eventos o entre-eventos (*between-event residual*, δB_e), que representa el desajuste promedio entre las intensidades sísmicas registradas por las distintas estaciones para un terremoto particular e y la media obtenida por el modelo predictivo para dicho evento. Y el residual intra-eventos (*within-event residual*, δW_{es}), que representa el desajuste que existe entre la intensidad captada por una estación en particular s con respecto a la media del terremoto e (Atik *et al.*, 2010).

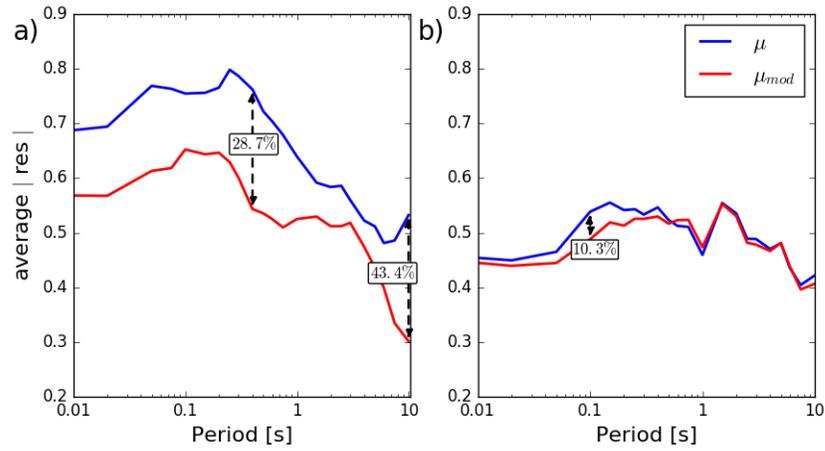


Figura 5.1: Comparación de los promedios de los residuales (en valor absoluto) obtenidos con el modelo original (en azul) y el modelo modificado (en rojo) para eventos con [a] una única aspereza dominante (SDA) y [b] dos o más asperezas dominantes (MDA).

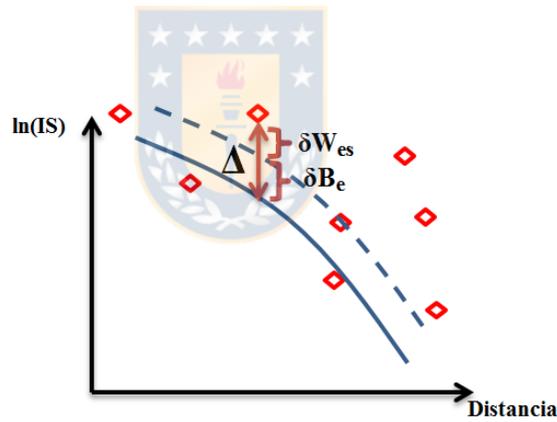


Figura 5.2: Representación gráfica de la variabilidad total del modelo. Los diamantes rojos representan las intensidades sísmicas observadas de un evento particular ($S_{a_{obs}}$), la línea azul continua corresponde a la media del modelo predictivo (μ) y la línea azul discontinua representa el media de las observaciones de dicho evento.

Los componentes de los residuales son variables aleatorias normalmente distribuidas con desviaciones estándar τ y ϕ , respectivamente, y no están correlacionadas, por lo que la desviación estándar total, σ , viene dada por:

$$\sigma_{total} = \sqrt{\tau^2 + \phi^2} \tag{5.2}$$

Para aplicaciones de ingeniería de análisis de riesgo sísmico las desviaciones estándar son tan importantes como la predicción dada por la media de un GMPE, ya que la probabilidad de exceder cualquier valor de intensidad específico disminuye con una disminución de σ . La Figura 5.3 presenta una comparación de las desviaciones estándar obtenidas con el modelo original y la modificación propuesta. Para los eventos con SDA (figura 5.3.a) la variabilidad intra-evento, ϕ , que representa la variación producida por la presencia de complejidades en la trayectoria de viaje de las ondas sísmicas, así como las complejidades en la fuente que resultan en diferentes partes de la ruptura que contribuyen a los movimientos del suelo en diferentes estaciones, es reducido significativamente en periodos bajos ($T < 1.5s$), lo que a su vez implica una reducción en σ (porcentaje de mejora máximo: $\phi = 9.5\% \Rightarrow \sigma = 7.7\%$ en $T = 0.4s$). Esto puede deberse a que el contenido de periodos cortos de la sacudida del suelo es mayormente afectada por las asperezas o características locales, mientras que el contenido de los periodos largos está influenciado por características más macroscópicas de la ruptura de la falla (Goda & Atkinson, 2014), por lo tanto la incorporación de R_{asp} logra reducir esta variabilidad. Mientras que la variabilidad entre-eventos, τ , que está controlada principalmente por las diferentes características de origen de cada escenario de ruptura, como la caída de tensión y la variación del deslizamiento en el espacio y el tiempo (Atik *et al.*, 2010), es aumentada en periodos bajos. Este aumento se debe a que los resultados obtenidos para los tres eventos incluyen valores positivos (para el evento de Tohoku) y negativos (para los eventos de Illapel e Iquique), lo que implica una mayor variabilidad, pero estadísticamente este resultado no es influyente ya que sólo incluye tres valores (*i.e.*, tres eventos) por periodo. A diferencia de ϕ que incluye 200 valores por periodo (*i.e.*, número de estaciones por evento), lo que sí es relevante en este estudio. A pesar de aquello,

los resultados de τ son interesantes ya que pone en evidencia las diferencias en los resultados debido a los distintos contextos tectónicos de cada evento.

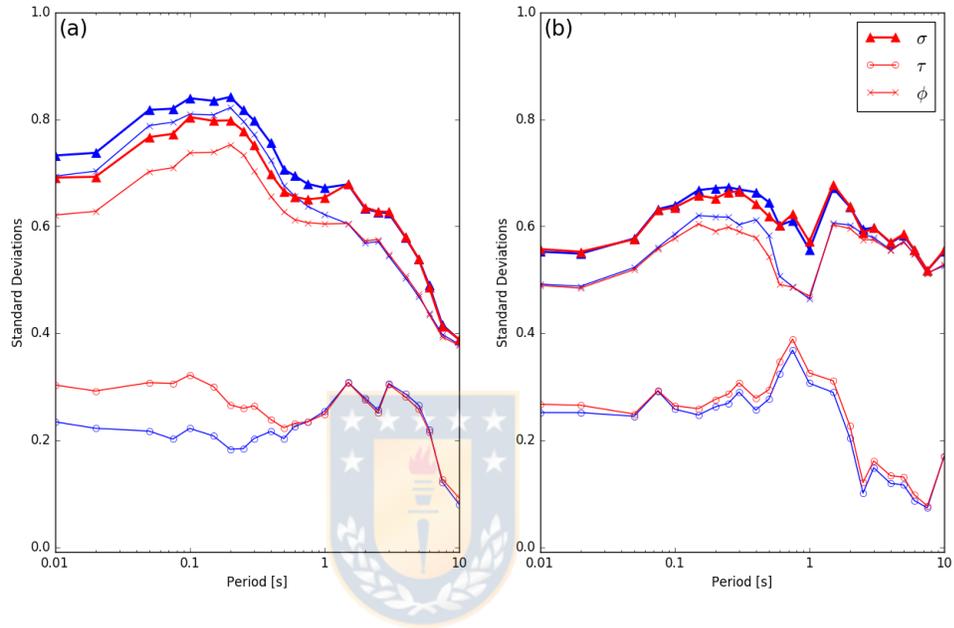


Figura 5.3: Comparación de las desviaciones estándar obtenidas con el GMPE original (μ) (en azul) y la modificación propuesta (μ_{mod}) (en rojo) para eventos con [a] una única aspereza dominante (SDA) y [b] dos o más asperezas dominantes (MDA).

De lo contrario, en los eventos que tienen MDA (figura 5.3.b), la variabilidad no mejora significativamente con la modificación propuesta dado que la fórmula utilizada para estimar R_{asp} no aplica bien para estos eventos, ya que no es capaz de diferenciar las asperezas por separado, por lo tanto, las distancias estimadas pierden confiabilidad y los resultados no mejoran mucho (ver Anexo A).

5.2 Resultados por Evento

A continuación se presentan los resultados obtenidos por cada evento, con el fin de examinar particularmente cómo aplica la modificación propuesta en cada uno de ellos. La componente inter-evento (δB_e) y la variabilidad intra-eventos (ϕ), se presentan con el fin de entregar una estimación de la exactitud y variabilidad de los resultados; además se muestran los gráficos de las aceleraciones espectrales en distintos periodos, a modo de ver cómo se comporta la atenuación de las ondas sísmicas con el GMPE original (μ) y el modificado (μ_{mod}) respecto con respecto a R_{rup} .



5.2.1 Chile

Dado que el GMPE original corresponde a la zona de subducción chilena, es que en este estudio se cuenta con información adicional ¹ relacionada a la corrección de variabilidad en el sitio (δW_{s2s}) en la mayoría de las estaciones utilizadas. Este término viene dado de la descomposición del residual intra-evento como:

$$\delta W_{es} = \delta W_{s2s} + \delta W_0 \quad (5.3)$$

donde δW_{s2s} corresponde al residual asociado al sitio (o *site-to-site residual*) con desviación estándar ϕ_{s2s} y δW_0 es el residual restante (o *single station residual*) con desviación estándar ϕ_{ss} .

¹Datos facilitados por Nicolás Bastías de su trabajo de tesis.

5.2.1.1 Illapel ($Mw = 8.2$)

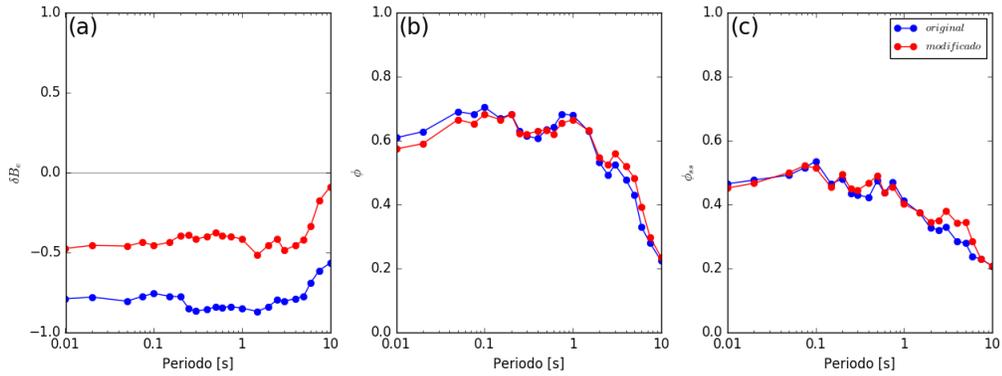


Figura 5.4: [a] Residual inter-evento, [b] desviación estándar de residual intra-evento y [c] desviación estándar de residual *single station* en evento Illapel.

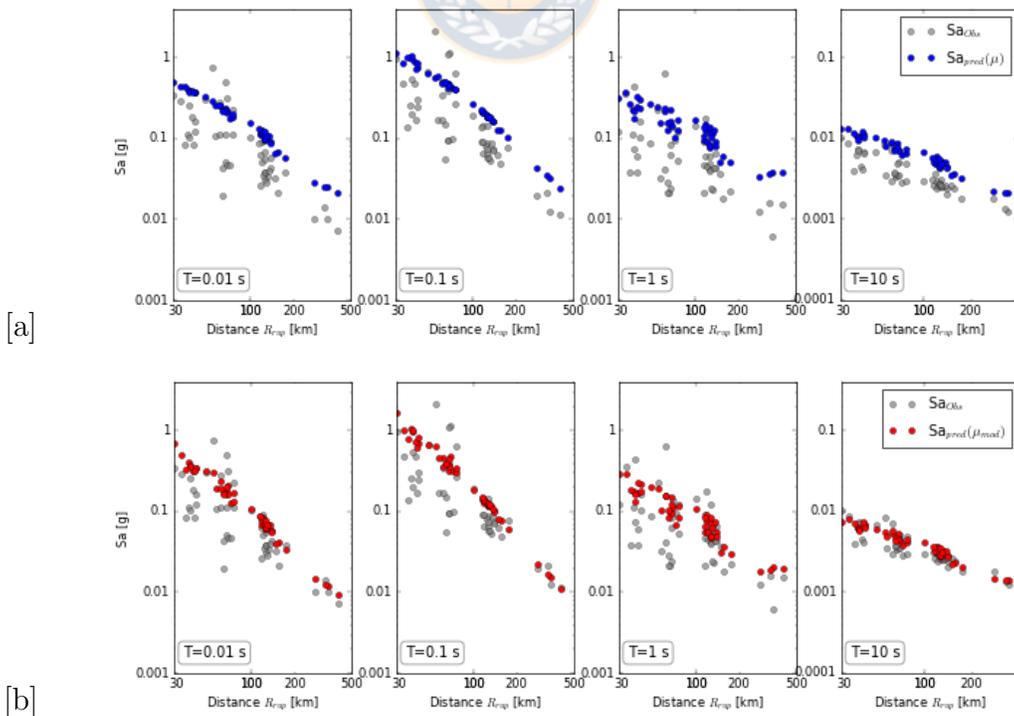


Figura 5.5: Observación versus predicción de intensidades sísmicas en el evento Illapel [a] estimado con μ original y [b] μ_{mod} en diferentes periodos.

5.2.1.2 Iquique ($Mw = 8.1$)

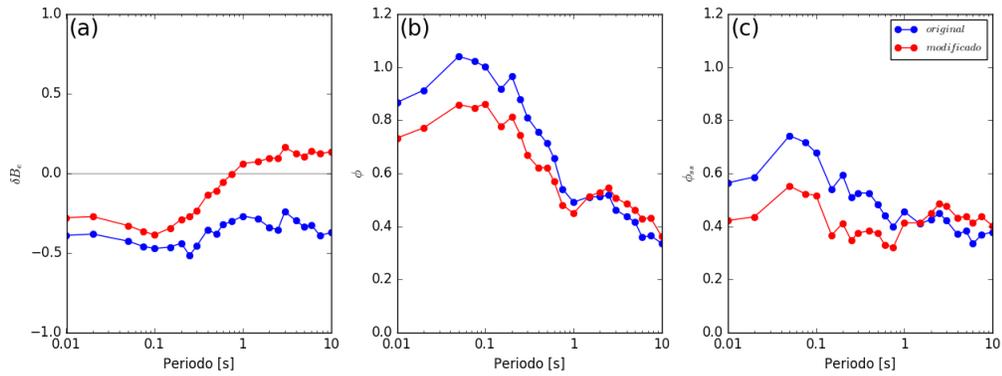


Figura 5.6: [a] Residual inter-evento, [b] desviación estándar de residual intra-evento y [c] desviación estándar de residual *single station* en evento Iquique.

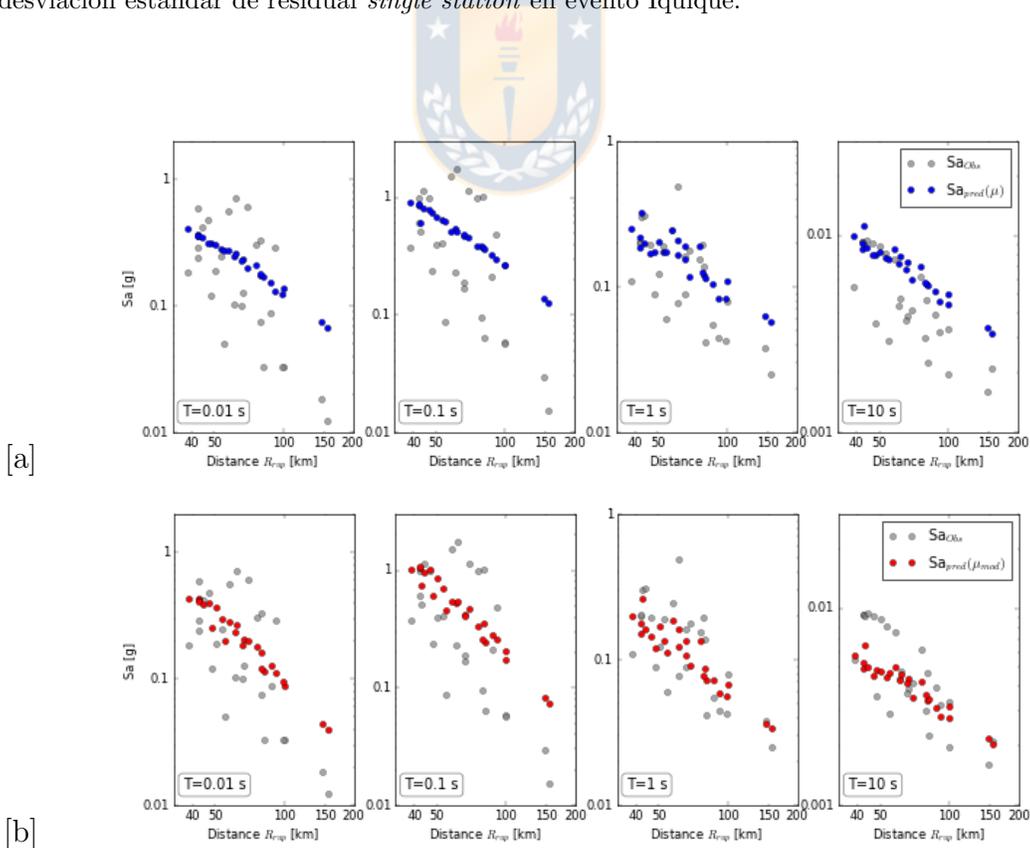


Figura 5.7: Observación versus predicción de intensidades sísmicas en el evento Iquique [a] estimado con μ original y [b] μ_{mod} en diferentes periodos.

5.2.1.3 Maule ($Mw = 8.8$)

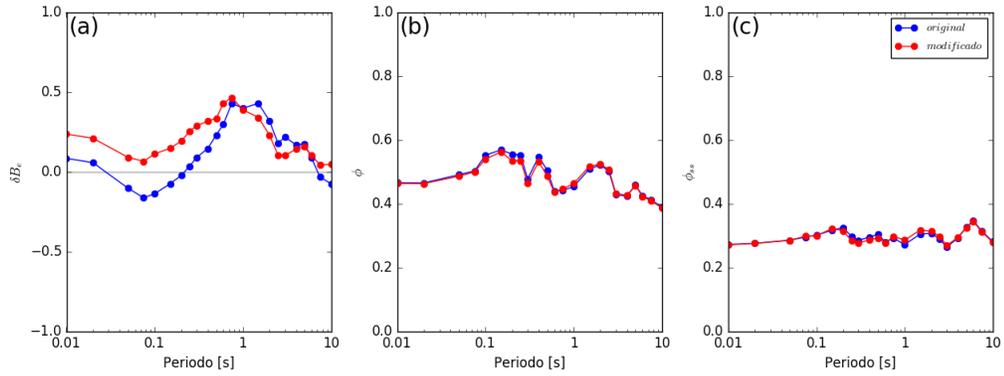


Figura 5.8: [a] Residual inter-evento, [b] desviación estándar de residual intra-evento y [c] desviación estándar de residual *single station* en evento Maule.

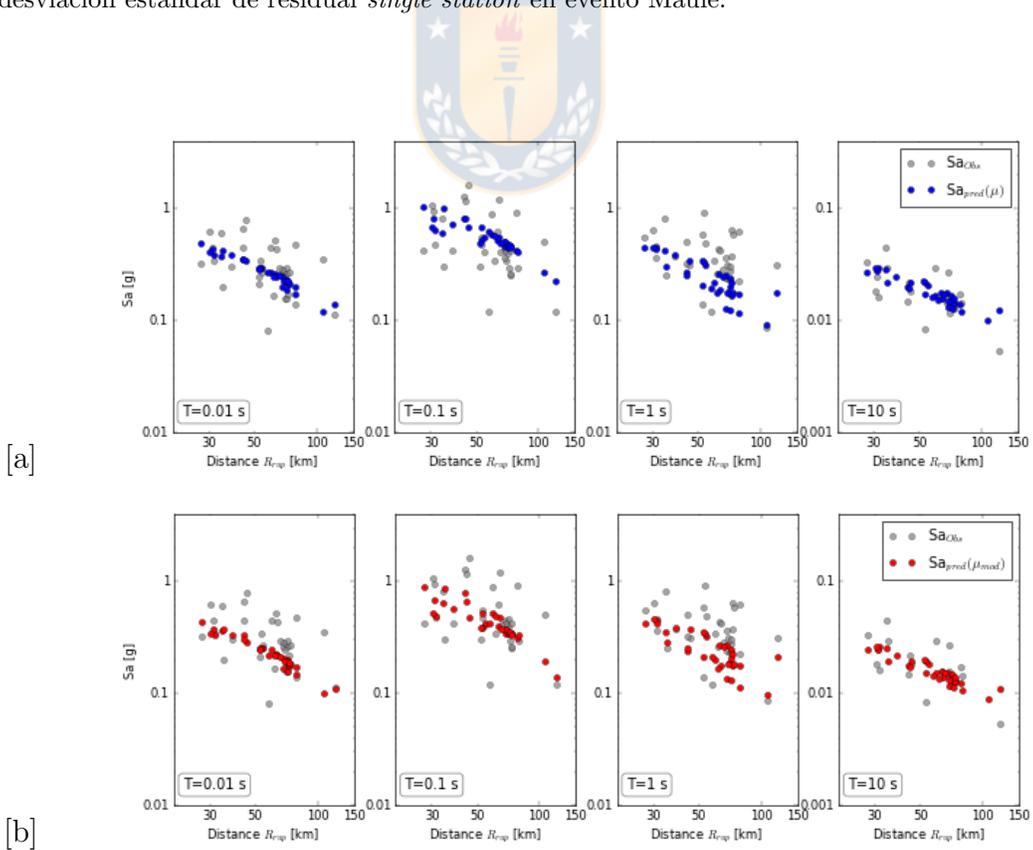


Figura 5.9: Observación versus predicción de intensidades sísmicas en el evento Maule [a] estimado con μ original y [b] μ_{mod} en diferentes periodos.

5.2.1.4 Tocopilla ($Mw = 7.7$)

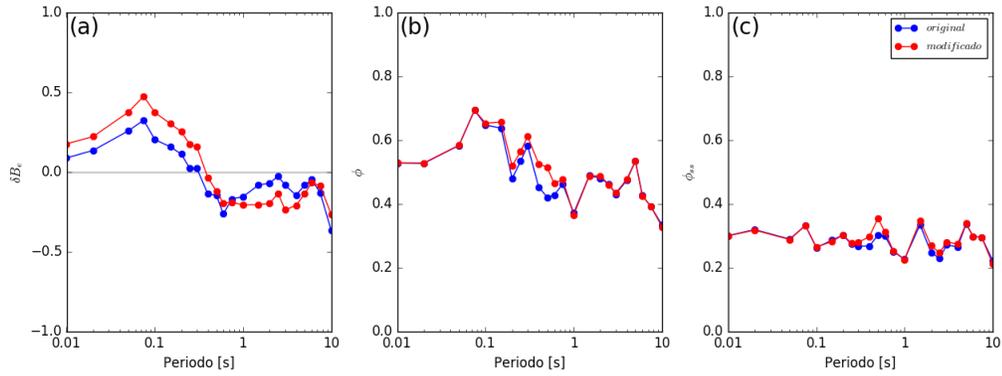


Figura 5.10: [a] Residual inter-event, [b] desviación estándar de residual intra-evento y [c] desviación estándar de residual *single station* en evento Tocopilla.

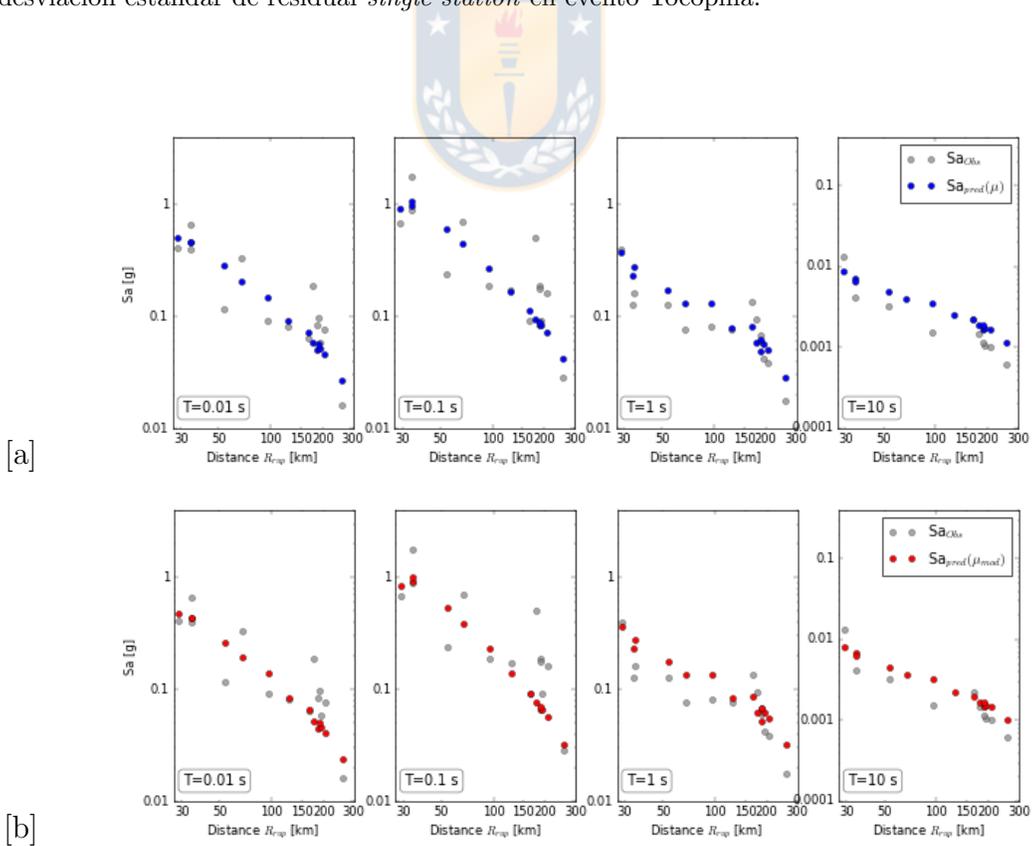


Figura 5.11: Observación versus predicción en el evento Tocopilla [a] estimado con μ original y [b] μ_{mod} en diferentes periodos.

5.2.2 Pedernales, Ecuador ($M_w = 7.8$)

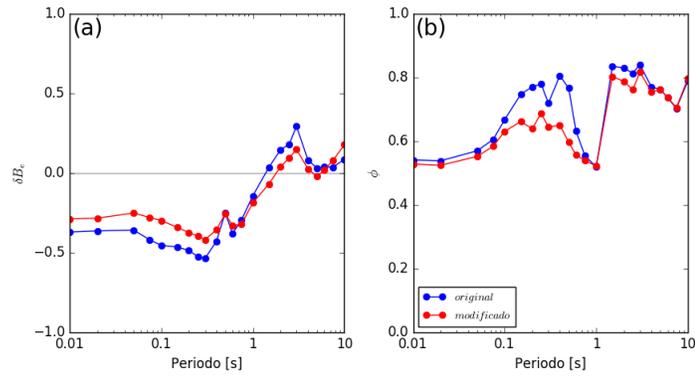


Figura 5.12: [a] Residual inter-evento y [b] desviación estándar de residual intra-evento en evento Pedernales.

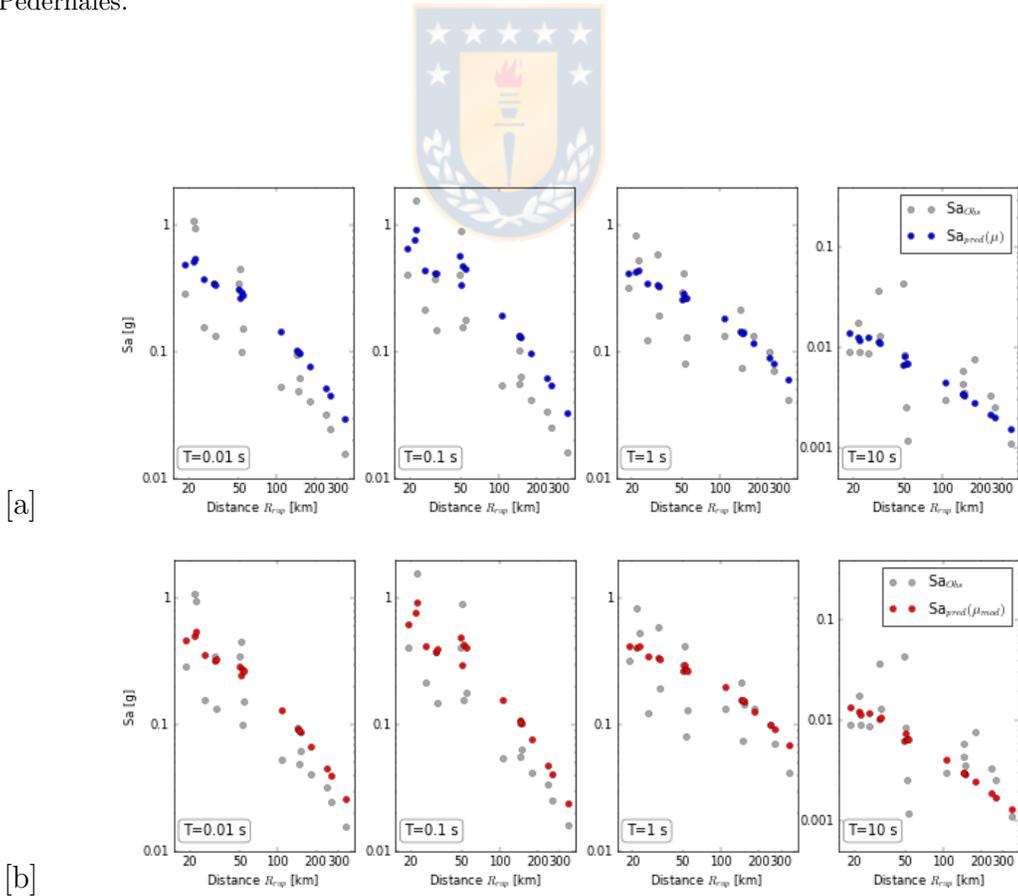


Figura 5.13: Observación versus predicción en el evento Pedernales [a] estimado con μ original y [b] μ_{mod} en diferentes periodos.

5.2.3 Tohoku, Japón ($M_w = 9.0$)

Este evento, a diferencia de todos los demás ocupados en este estudio, ocurrió en un contexto tectónico diferente, donde la sismicidad que ocurre en este territorio es producto de la interacción de varias placas: al norte con la placa de Okhostk, al este con la placa del Pacífico, al oeste con la placa de Amur, y al sur con las placas Filipina y Yangtze; por lo tanto, dado su particularidad tectónica, existen muchas propuestas de GMPE locales. Es por eso que, además de comparar nuestra propuesta con el modelo original ocupado, se suma también el modelo local de Zhao *et al.* (2006), el cual utiliza la distancia más corta al plano de ruptura (R_{rup}) como métrica de distancia.

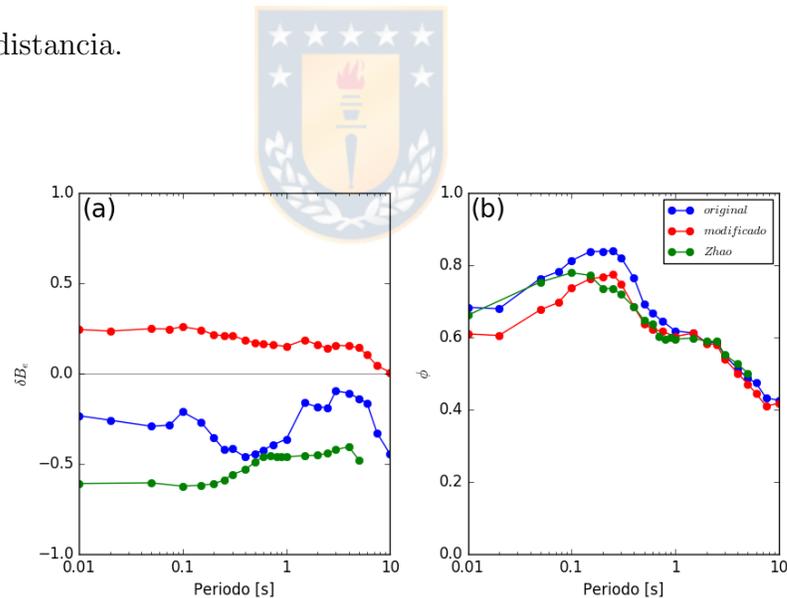


Figura 5.14: [a] Residual inter-evento y [b] desviación estándar de residual intra-evento en evento Tohoku.

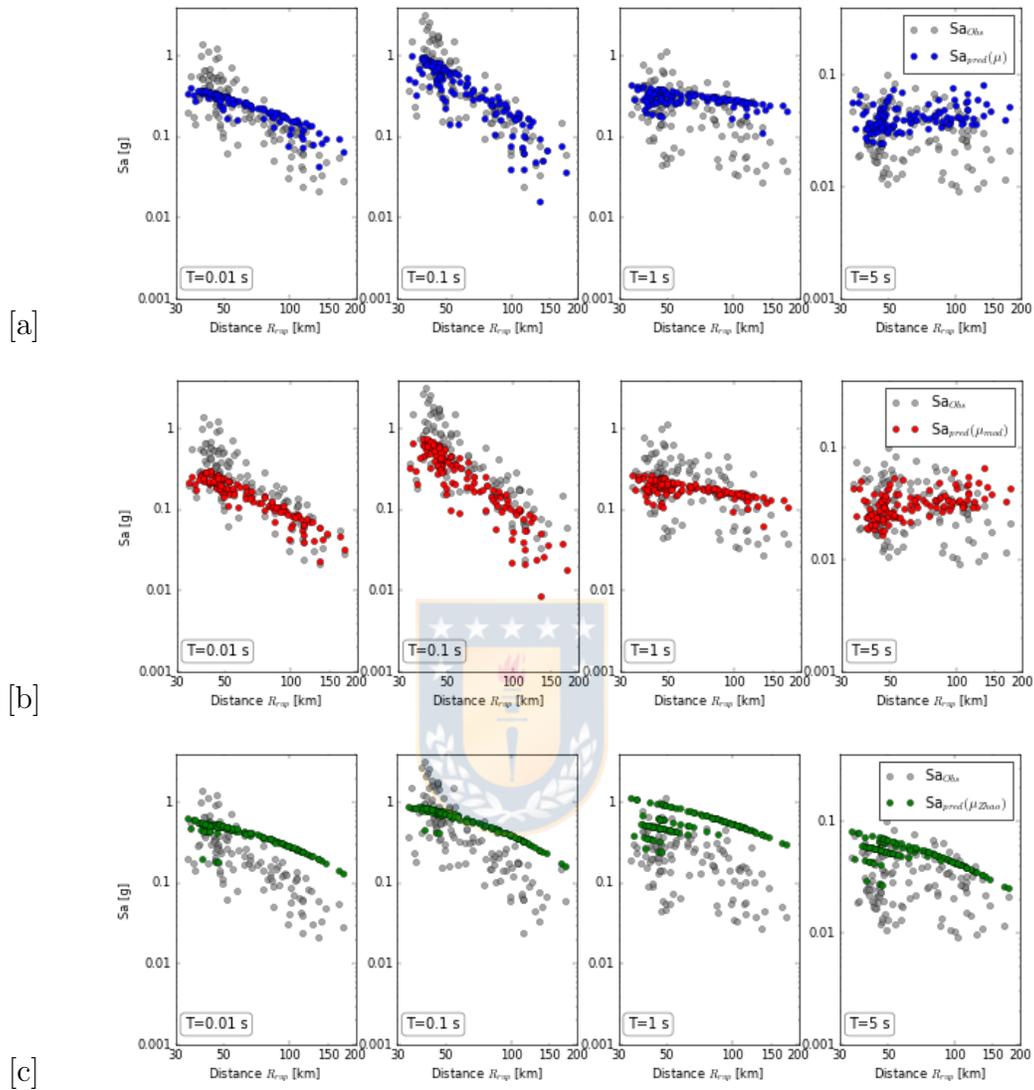


Figura 5.15: Observación versus predicción de intensidades sísmicas en evento Tohoku [a] estimado con μ original, [b] μ_{mod} y [c] con el GMPE propuesto por Zhao et al. (2006) en diferentes periodos.

5.2.4 Pisco, Perú ($M_w = 8.0$)

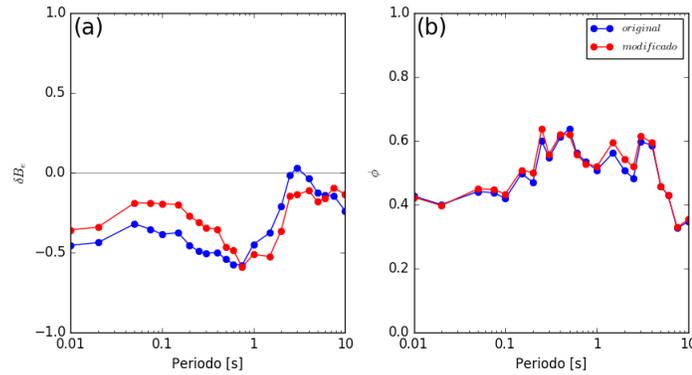


Figura 5.16: [a] Residual inter-evento y [b] desviación estándar de residual intra-evento en evento Pisco.

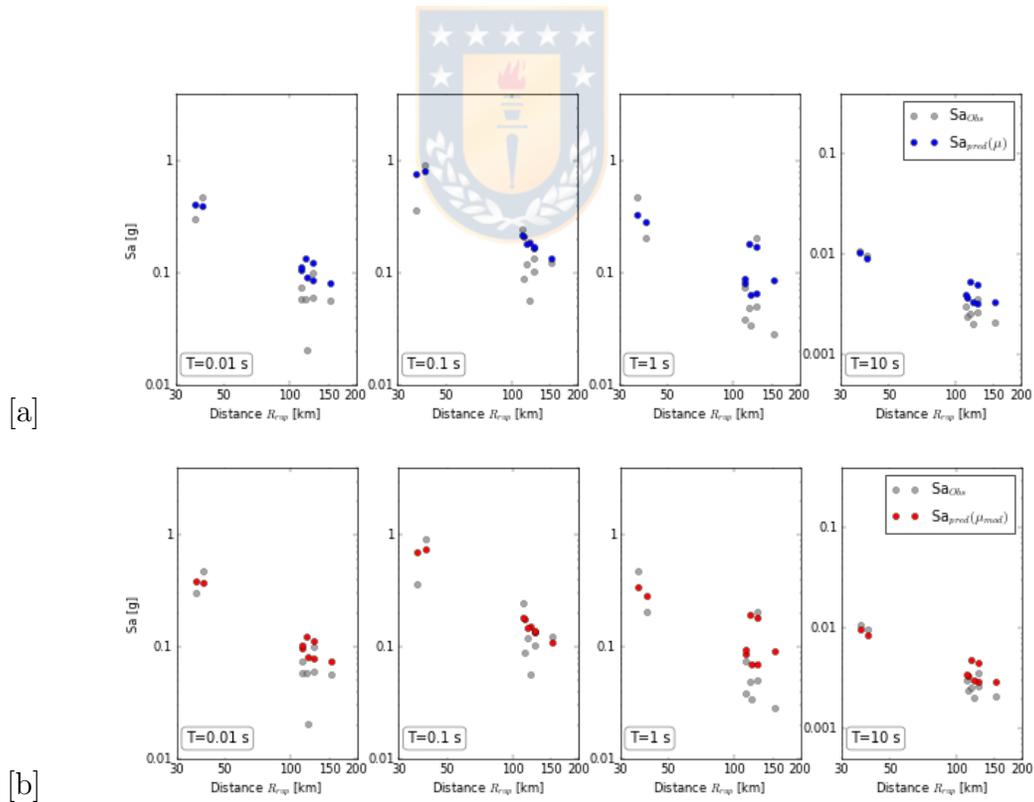


Figura 5.17: Observación versus predicción de intensidades sísmicas en evento Pisco [a] estimado con μ original y [b] μ_{mod} en diferentes periodos.

De los resultados mostrados se puede señalar lo siguiente:

1. En los eventos con SDA (*i.e.*, Illapel, Iquique y Japón), los valores predichos con la modificación propuesta mejoran su exactitud con respecto a los valores observados (*i.e.*, valores de δB_e más cercanos a cero) y disminuyen la variabilidad en comparación con los predichos por el modelo original. Esto se debe a que la nueva media (μ_{mod}) decae más rápido que el modelo original (μ), lo que reduce las sobreestimaciones para distancias más lejanas.
2. A pesar de que los resultados pudiesen haber estado controlado por los datos del evento de Tohoku (representando más del 60% de datos usados para la obtención de m_1 y c_1 en la sección 4.2), y en consecuencia controlado por su contexto tectónico local, se obtuvieron buenos resultados para los eventos de Illapel e Iquique.
3. En el evento de Tohoku, las intensidades sísmicas predichas con la nueva media para distancias menores a ~ 70 km son mucho menores a las observadas, provocando una subestimación en la predicción en promedio debido a la gran concentración de observaciones a dichas distancias, lo cual se ve reflejado en valores de $\delta B_e > 0$. Aún así, los resultados con μ_{mod} se ven mejorados con respecto al original e incluso al modelo local.
4. En los eventos con MDA (*i.e.*, Maule, Tocopilla, Pedernales, Pisco), al analizar los eventos por separado, se notó que la mejoría para la mayoría de ellos es mínima o casi nula.
5. Para los eventos chilenos, la desviación estándar del residual *single station*, ϕ_{ss} , actúa de igual forma que ϕ , mostrando una mejoría en el evento de Iquique.

5.3 Aplicación con Modelos Intersísmicos a Eventos con SDA

Dado que este trabajo está apoyado en la hipótesis de que las áreas mayormente acopladas durante el periodo intersísmico son posibles asperezas, y que por lo tanto R_{asp} puede ser predecible y de cierta forma disminuir la incertidumbre asociada a su estimación, en esta sección se aplicará la modificación propuesta con modelos de acoplamiento intersísmico a eventos caracterizados por tener una sola aspereza dominante (SDA), ya que son los que presentan una mejora con la nueva media (μ_{mod}). Para estimar R_{asp} en este caso, solo basta reemplazar la distribución del *grado de acoplamiento* en lugar de la distribución del *slip* en la ecuación 2.1:

$$R_{asp} = \exp \left(\frac{\sum_i^n \ln(R_i) \times Acoplamiento_i}{\sum_i^n Acoplamiento_i} \right) \quad (5.4)$$

Donde $Acoplamiento_i$ corresponde al grado de acoplamiento en el cuadrante “i” del plano de falla. Cabe destacar que en los resultados presentados estos valores fueron proyectados al modelo Slab2 de geometría de subducción para obtener su profundidad en la interfaz de la placa.

Las Figuras 5.18, 5.20 y 5.22 muestran mapas de aceleración espectral interpolada ($T = 0.01s$) predicha para los eventos de Illapel, Iquique y Tohoku, respectivamente, y la distribución espacial de los residuales obtenidos en cada estación aplicando: (a) el GMPE original (μ), (b) la modificación propuesta (μ_{mod}) con R_{asp} estimado a partir de los modelos de ruptura y (c) μ_{mod} con R_{asp} estimado de los modelos de acoplamiento intersísmico con las mismas dimensiones del plano de falla (μ_{mod}^*). También las figuras 5.19, 5.21, y 5.23 muestran las intensidades predichas y obser-

vadas para el mismo periodo con respecto a la distancia.

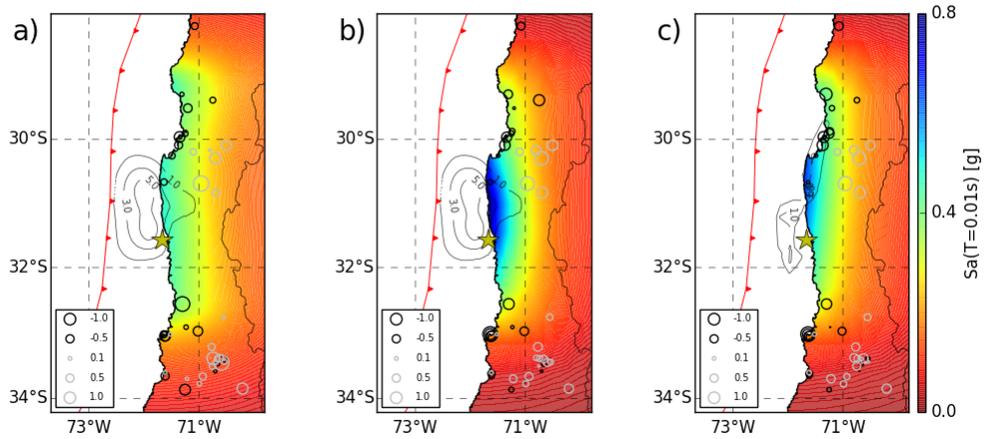


Figura 5.18: Aceleración espectral interpolada ($T = 0.01s$) predicha para el evento de Illapel con [a] GMPE original (μ), [b] μ_{mod} y [c] μ_{mod}^* . La velocidad de la onda de corte es constante y estimada como el promedio de las mediciones en cada sitio ($V_{s30} = 570m/s$). Las isóneas negras indican el deslizamiento cosísmico de del modelo de ruptura de Shrivastava *et al.* (2016) [a - b] y en [c] el 90-100% acoplamiento de estrés acumulado desde el último evento importante en 1943 según el modelo intersísmico de Tilmann *et al.* (2016).

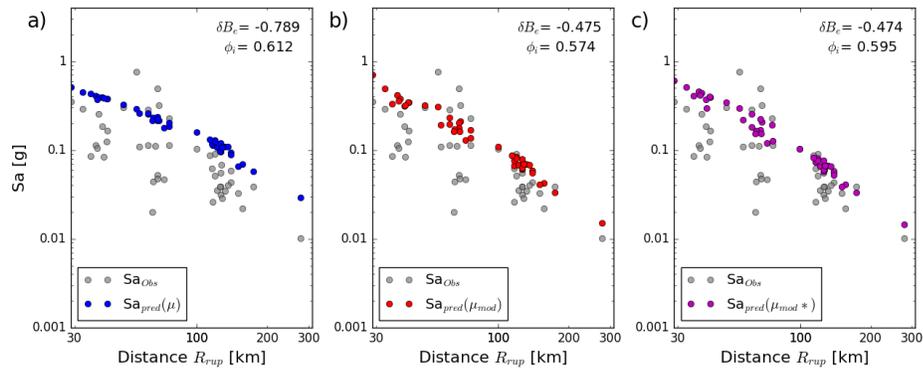


Figura 5.19: Observación versus predicción para el evento Illapel en $T = 0.01s$. [a] Intensidades sísmicas predichas con el GMPE original (μ) (en azul), [b] μ_{mod} (en rojo) y [c] (μ_{mod}^*) (en morado).

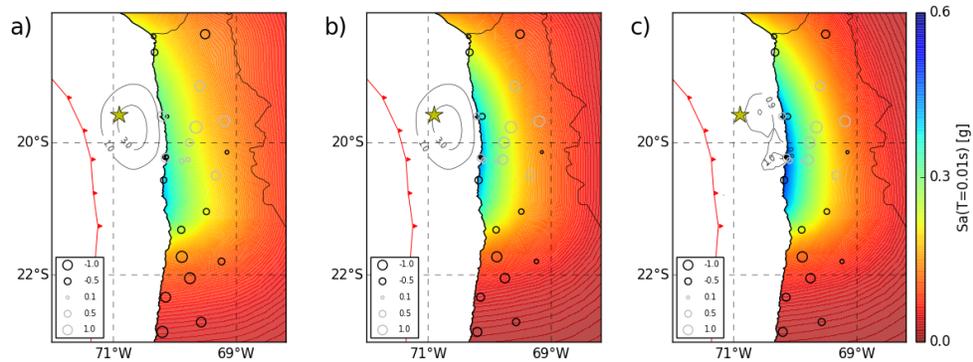


Figura 5.20: Aceleración espectral interpolada ($T = 0.01s$) predicha para el evento de Iquique con [a] GMPE original (μ), [b] μ_{mod} y [c] μ_{mod}^* . La velocidad de la onda de corte es constante y estimada como el promedio de las mediciones en cada sitio ($V_{s30} = 644m/s$). Las isólinas negras indican el deslizamiento cosísmico de del modelo de ruptura de Schurr *et al.* (2014) [a - b] y en [c] el 90-100% de grado de acoplamiento acumulado desde el último mega evento en 1877 de acuerdo al modelo intersísmico de Schurr *et al.* (2014).

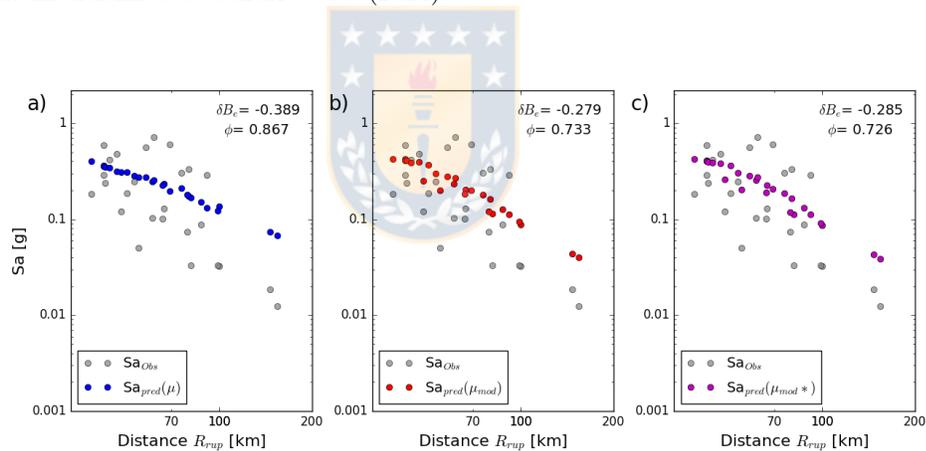


Figura 5.21: Observación versus predicción para el evento Iquique en $T = 0.01s$. [a] Intensidades sísmicas predichas con el GMPE original (μ) (en azul), [b] μ_{mod} (en rojo) y [c] (μ_{mod}^*) (en morado).

A través del análisis visual de la figura 5.18, 5.20 y 5.22 se puede notar que los valores más altos de las intensidades sísmicas predichas en los eventos se concentran alrededor de la aspereza/zona de mayor acoplamiento (*i.e.*, zona de mayor liberación de energía durante un terremoto) y no alrededor del largo de la ruptura, lo cual tiene un mayor sentido físico. Sin embargo, en el evento de Tohoku, las intensidades sísmicas estimadas con μ_{mod}^* son más bajas que las intensidades observadas, subestimando

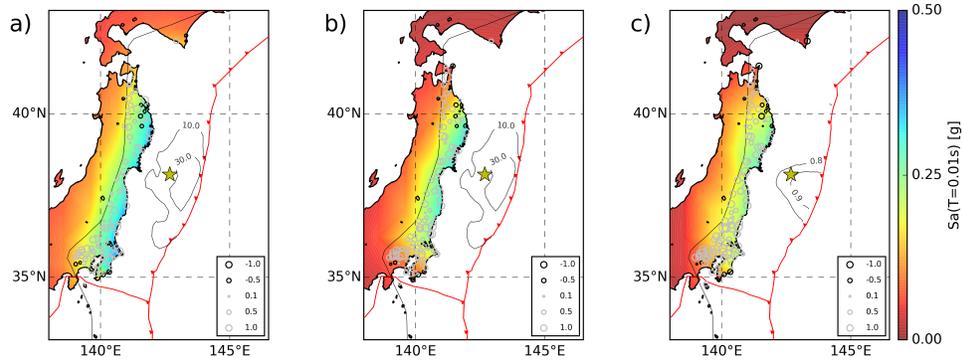


Figura 5.22: Aceleración espectral interpolada ($T = 0.01s$) predicha para el evento de Tohoku considerando sólo la opción de antearco, con [a] GMPE original (μ), [b] μ_{mod} y [c] μ_{mod}^* . La velocidad de la onda de corte es constante y estimada como el promedio de las mediciones en cada sitio ($V_{s30} = 387m/s$). Las isolíneas negras indican el deslizamiento cosísmico de del modelo de ruptura de Wei & Sladen (Caltech, 2011) [a - b] y en [c] el 80 y 90% de grado de acoplamiento de acuerdo al modelo intersísmico de Loveless & Meade (2011). La línea negra indica el arco volcánico de la zona.

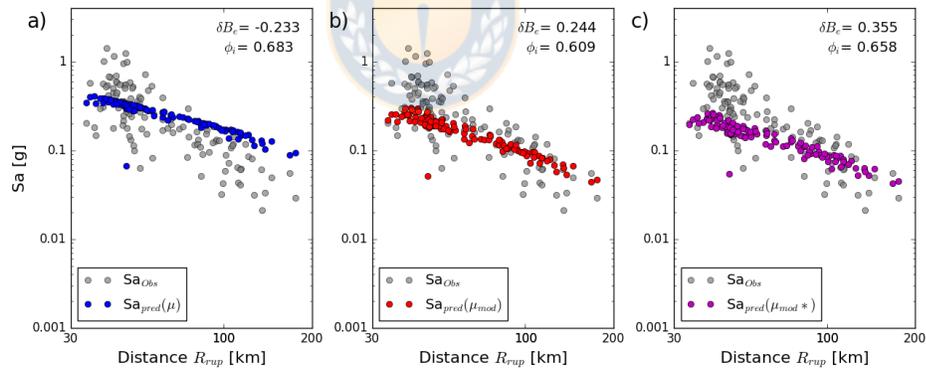


Figura 5.23: Observación versus predicción para el evento Tohoku en $T = 0.01s$. [a] Intensidades sísmicas predichas con el GMPE original (μ) (en azul), [b] μ_{mod} (en rojo) y [c] (μ_{mod}^*) (en morado).

aún más que con μ_{mod} , sobre todo a distancias más chicas ($R < \sim 70km$). Esto se debe a que las distancias estimadas con el modelo de acoplamiento son más lejanas a las estaciones (*i.e.*, mayores profundidades en la interfaz de la placa con el modelo Slab2) provocando que el modelo modificado prediga intensidades menores y, por lo tanto, valores más altos en el residual inter-evento (δB_e). Aún así, la variabilidad

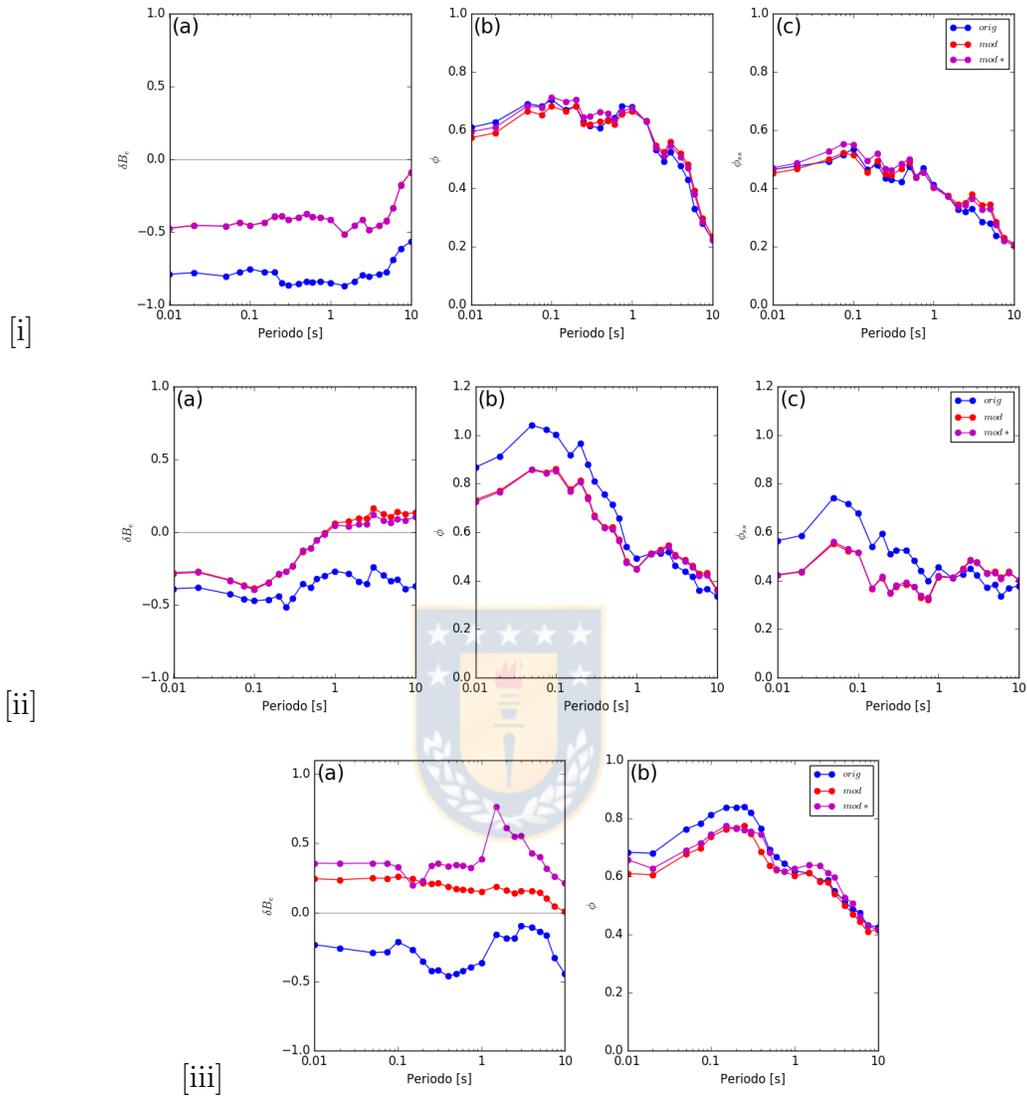


Figura 5.24: (a) Residual inter-event (δB_e), (b) desviación estándar de residual intra-evento (ϕ) y (c) desviación estándar de residual *single station* (ϕ_{ss}) en eventos de [i] Illapel, [ii] Iquique y [iii] Tohoku, estimado con μ original (en azul), μ_{mod} (en rojo) y μ_{mod*} (en morado).

intra-evento (ϕ) se ve disminuida con μ_{mod*} en los periodos bajos ($T < 1s$) (figura 5.24 [iii]). Mientras que para los eventos de Illapel e Iquique, las distancias estimadas con los modelos de acoplamiento son tan parecidas a las estimadas con los modelos de deslizamiento cosísmico que sus predicciones son casi iguales, evidenciándose en los valores obtenidos en δB_e , ϕ y ϕ_{ss} en ambos eventos (figura 5.24 [i] y [ii]).

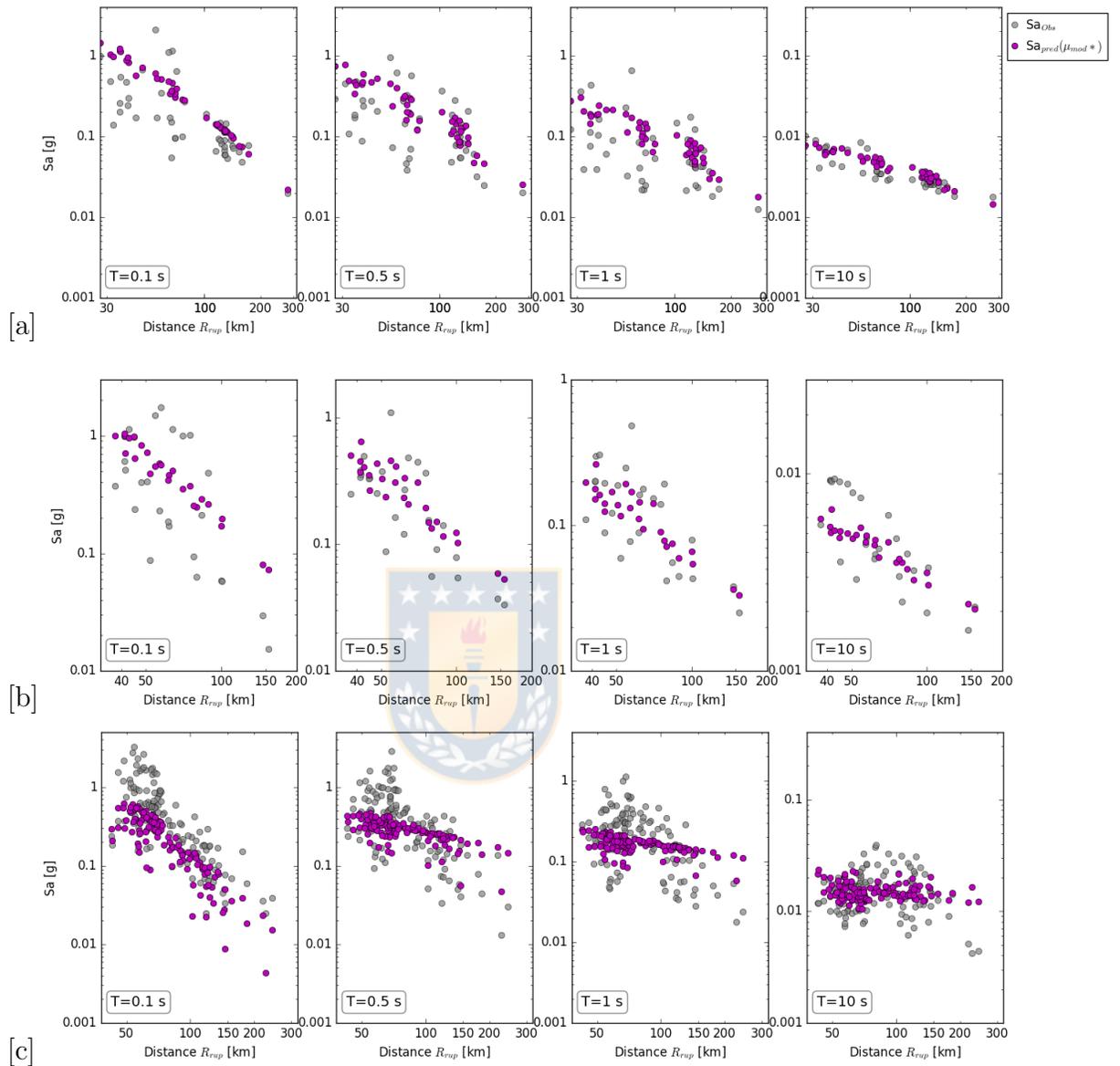


Figura 5.25: Observación versus predicción en el evento [a] Illapel, [b] Iquique y [c] Tohoku estimados con μ_{mod}^* en diferentes periodos.

Los resultados obtenidos en esta sección indican que las predicciones conseguidas con μ_{mod}^* son aceptables, de lo que se infiere que las estimaciones de R_{asp} a partir de modelos de acoplamiento intersísmico podrían tomarse como un elemento predictivo en las GMPE y disminuir de cierta manera la incertidumbre asociada a su estimación.

Capítulo 6:

CONCLUSIONES

6.1 Resumen

Los terremotos de subducción pueden causar diferentes niveles de daño en la humanidad. Para reducir el impacto desastroso que grandes terremotos podrían producir en un futuro, el desarrollo de herramientas de predicción precisas para posibles movimientos del suelo y potencial de riesgo sísmico, son fundamentales. Este estudio se enfocó en la evaluación de R_{asp} como una métrica de distancia desde la fuente sísmica al sitio y su influencia en la predicción de las intensidades sísmicas como consecuencia de los terremotos. Se recopiló/calculó las aceleraciones espectrales de siete grandes terremotos de subducción de interplaca. Se calcularon los residuales entre las aceleraciones espectrales predichas, utilizando un GMPE específico (*i.e.*, Montalva *et al.*, 2017), y las aceleraciones espectrales observadas. Las variables explicativas del modelo se calcularon utilizando diferentes modelos ruptura obtenidos de publicaciones científicas. Se seleccionaron los modelos que presentaban mayor correlación espacial entre las zonas con grandes deslizamientos y las zonas de mayor acoplamiento intersísmico, de acuerdo a la hipótesis en la que se apoyó este trabajo. Luego, se separaron los eventos con una sola aspereza (SDA) o que presentan una distribución de deslizamiento uniforme en el plano de ruptura y eventos con dos o más asperezas dominantes (MDA) o aquellas distribuciones de deslizamiento complejas que no están distribuidas homogéneamente; se obtuvo la tendencia de los residuales con respecto a las diferentes métricas de distancia (R_{rup} , R_{asp} y R_{hyp}). Finalmente, se complementó la tendencia de R_{asp} al modelo original y se produjo una nueva

media para predecir las intensidades del movimiento del suelo (μ_{mod}). Además, se aplicó esta nueva media con R_{asp} estimado a partir de modelos de acoplamiento intersísmico, con el fin de comparar las intensidades predichas para los eventos con SDA.

6.2 Resultados Significativos

Los resultados indican que la capacidad predictiva en eventos caracterizados por tener una aspereza dominante (SDA) mejoran con la modificación propuesta en este trabajo (*i.e.*, predicciones más exactas y con menor variabilidad), especialmente para periodos bajos en comparación con el modelo original (Montalva *et al.*, 2017) para la base de datos utilizada. Esto puede deberse a que el contenido de periodos pequeños en el movimiento del suelo se ve más afectado por las asperezas locales (Goda y Atkinson, 2014). También mejoran las sobreestimaciones para distancias más grandes, ya que la pendiente de la atenuación con μ_{mod} es más pronunciada que la original. Por otra parte, dado que la fórmula utilizada para estimar R_{asp} no aplica bien para eventos con más de una aspereza en su plano de ruptura (MDA), la exactitud y la variabilidad total no mejoran mucho con μ_{mod} para estos casos.

Por otro lado, de los resultados obtenidos en la sección 5.3, con μ_{mod}^* , se deduce que las estimaciones de R_{asp} a partir de modelos de acoplamiento intersísmico podrían tomarse como un elemento predictivo en las GMPE y disminuir de cierta manera la incertidumbre asociada a su estimación.

Finalmente, el uso de R_{asp} como una métrica de distancia complementaria al GMPE convencional tiene la ventaja de que caracteriza mejor el fenómeno físico además de

ser predecible mediante el uso de los modelos de acoplamiento. Con los resultados, se concluye que su incorporación a un GMPE mejora la exactitud y reduce la variabilidad e incertidumbre, por lo tanto, esto podría beneficiar los estudios de riesgo sísmico para futuros terremotos.

6.3 Recomendaciones para Futuros Estudios

Para seguir mejorando la propuesta del presente trabajo, es necesario crear una nueva fórmula que permita reconocer las diferentes asperezas que pueden haber en un plano de falla, de modo que su estimación sea confiable al momento de evaluar los residuales y obtener las tendencias para los eventos con MDA.

También, es necesario incluir en la base de datos más registros de eventos de gran magnitud para que la estimación de las tendencias de R_{asp} no estén sesgadas a los contextos tectónicos de los eventos incluidos en este estudio. Además, una base de datos más robusta genera mayor confianza al momento de modelar.

BIBLIOGRAFÍA

Abrahamson, N., N. Gregor, and K. Addo, (2016). BC Hydro ground motion prediction equations for subduction earthquakes. *Earthq. Spectra*. 32, no.1, 23–44.

Atkinson G. and Boore D. (1995). Ground Motion Relations for Eastern North America. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 85(1). 17-30.

Al Atik, L., N. Abrahamson, J. Bommer, F. Scherbaum, F. Cotton, and N. Kuehn, (2010). The Variability of Ground-Motion Prediction Models and Its Components. *Seismological Research Letters*. 81. 794-801.

Bastías, N. and G. Montalva, (2016). Chile Strong Ground Motion Flatfile. *Earthquake Spectra*. 32. 2549-2566.

Bastías, N. (2016). Modelo Predictivo de Intensidades Sísmicas Superficiales en Chile (Tesis de Magíster). Universidad de Concepción, Concepción, Chile.

Béjar-Pizarro, M., Socquet, A., Armijo, R., Carrizo, D., Genrich, J., Simons, M. (2013). Andean structural control on interseismic coupling in the North Chile subduction zone. *Nature Geoscience*. 6(6), 462-467.

Bejar-Pizzaro M., Carrizo D., Socquet A., Armijo R. *et al.*, (2010). Asperities, barriers and transition zone in the North Chile seismic gap: State of the art after the 2007 Mw 7.7 Tocopilla earthquake inferred by GPS and InSAR data. *Geoph. Journ. Int.*, GJI-S-09-0648.

Biot, M.A. (1932). Vibrations of Buildings During Earthquake, Chapter II in Ph.D. Thesis No. 259, entitled Transient Oscillations in Elastic Systems, Aeronautics Department, Calif. Inst. of Tech., Pasadena, California.

Bommer, J. and S. Akkar, (2012). Consistent Source-to-Site Distance Metrics in Ground-Motion Prediction Equations and Seismic Source Models for PSHA. *Earthquake Spectra*. 28, no.1, 1-15.

Boore, D., (2001). TSP: a collection of FORTRAN programs for processing and manipulating time series. U.S. Geological Survey Open-File Report 2008-1111 (v. 4.6, revised 27 February 2018).

Boore D. (2010). Orientation-Independent, Nongeometric-Mean Measures of Seismic Intensity from Two Horizontal Components of Motion. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 100. 1830–1835.

Boore, D.M. (2014). Abstract: Ground-motion prediction equations: Past, present, and future. *Seismological Research Letters*. 85. 482.

Bürgmann, R., M. Kogan, G. Steblov, G. Hilley, V. Levin, and E. Apel, (2005). Interseismic coupling and asperity distribution along the Kamchatka subduction zone. *J. Geophys. Res.*. 110 (B07405), 1–17.

Chlieh, M., A. Mothes, J. Nocquet, P. Jarrin, P. Charvis, *et al.* (2014). Distribution of discrete seismic asperities and aseismic slip along the Ecuadorian megathrust. *Earth Planet. Sci. Lett.* 400, 292–301.

Chlieh, M., H. Perfettini, H. Tavera, J. Avouac, D. Remy, *et al.* (2011). Interseismic coupling and seismic potential along the Central Andes subduction zone. *J. Geophys. Res.* 116, B12405.

Cohee, B., P. Somerville, and N. Abrahamson, (1991). Simulated ground motion for hypothesized Mw=8 subduction earthquakes in Washington and Oregon. *Bull. Seism. Soc. Am.*; 81, no. 1, 28-56.

Chávez-García, F.J. (2011). Site effects due to topography and to soft soil layers: progress made and pending issues. A personal perspective. 5th International Conference on Earthquake Geotechnical Engineering, Chilean Geotechnical Society, Santiago, Chile, 105-136.

Chávez-García, F.J., and G. A. Montalva (2014). Efectos de sitio para Ingenieros Geotécnicos. El estado de la práctica. Obras y Proyectos (16). 6-30.

Douglas, J.(2019). Ground motion prediction equations 1964–2019. Disponible en <http://www.gmpe.org.uk>. Revisado en Agosto 28, 2019.

Duputel, Z., *et al.* (2015), The Iquique earthquake sequence of April 2014: Bayesian modeling accounting for prediction uncertainty, *Geophys. Res. Lett.*, 42, 7949–7957.

Muñoz, E. (2012). Ingeniería de puentes: Reseña histórica, tipología, diagnóstico y recuperación. Editorial Pontificia Universidad Javeriana, Bogotá, Colombia.

Ghofrani, H., and G. Atkinson, (2011). Fore-arc versus back-arc attenuation of earthquake ground motion. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 101, 3032–3045.

Goda, K., and G. Atkinson, (2014).Variation of Source-to-Site Distance for Megathrust Subduction Earthquakes: Effects on Ground Motion Prediction Equations. *Earthquake Spectra.* 30, no. 2, 845–866.

Hashimoto, C., A. Noda, T. Sagiya, and M. Matsu'ura (2009), Interplate seismogenic zones along the Kuril–Japan trench inferred from GPS data inversion. *Nat. Geosci.*, 2, 141–144.

Hayes, G.(2018). Slab2-A Comprehensive Subduction Zone Geometry Model: U.S. Geological Survey data release. <https://doi.org/10.5066/F7PV6JNV>.

Hayes G.,(NEIC, Maule 2010) Updated Result of the Feb 27, 2010 Mw 8.8 Maule, Chile Earthquake, http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqinthenews/2010/us2010tfan/finite_fault.php, last accessed August 19, 2013.

Hayes, G. (2011). Rapid source characterization of the 03-11-2011 Mw 9.0 Off the Pacific Coast of Tohoku earthquake. *Earth Planets Space*. 63(7), 529–534. Data from http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqinthenews/2011/usc0001xgp/finite_fault.php ,last accessed August 19, 2013.

Hayes, G.P., (2017). The finite, kinematic rupture properties of great-sized earthquakes since 1990. *Earth and Planetary Science Letters*. 468, pp.94-100.

Idini B., F. Rojas, S. Ruiz, and C. Pasten, (2016). Ground motion prediction equations for the Chilean subduction zone. *Bulletin of Earthquake Engineering*. 15(5), 1853-1880.

Ji C. and Y. Zeng (Peru 2007). Preliminary Result of the Aug 15, 2007 Mw 8.0 Coast of Central Peru Earthquake, http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqinthenews/2007/us2007gbcv/finite_fault.php , last accessed August 21, 2013.

Konca A.O. (Caltech, Peru 2007). Preliminary Result 07/08/15 (Mw 8.0) , Peru Earthquake, Source Models of Large Earthquakes. http://www.tectonics.caltech.edu/slip_history/2007_peru/pisco.html, last accessed July 1, 2013.

Kramer, S. (1996). Geotechnical Earthquake Engineering. Prentice-Hall, Inc. New Jersey. USA.

Leyton, F., S. Ruiz and M. Astroza (2012). Correlation between seismic intensity for the Maule 2010 earthquake (Mw 8.8) and microtremors HVSR. 15WCEE 2012, Lisbon.

Loveless, J.P., and B. Meade, (2011). Spatial correlation of interseismic coupling and coseismic rupture extent of the 2011 MW= 9.0 Tohoku-oki earthquake. *Geophys. Res. Lett.* 38, L17306.

Mai, P.M. and Thingbaijam, K.K.S. (2014). SRCMOD: An online database of finitefault rupture models. *Seismological Research Letters.* 85(6), 1348-1357.

Montalva G., N. Bastías , and A. Rodríguez-Marek, (2017). Ground-motion prediction equation for the Chilean subduction zone. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 107, no. 2, 901–911.

Moreno, M., M. Rosenau, and O. Oncken, (2010). 2010 Maule earthquake slip correlates with pre-seismic locking of Andean subduction zone. *Nature.* 467. 198-202.

Moreno, M., Melnick, D., Rosenau, M., Baez, J., Klotz, J., Oncken, O., *et al.* (2012). Toward understanding tectonic control on the Mw 8.8 2010 Maule Chile earthquake. *Earth and Planetary Science Letters.* 321, 152-165.

Nikolau, S., X. Vera-Grunauer, and R. Gilsanz, (2016). GEER-ATC Earthquake Reconnaissance 2016 Muisne, Ecuador Earthquake GEER Report-049.

Okuwaki, R., Yagi, Y., Aránguiz, R., González, J., and González, G. (2016). Rupture Process During the 2015 Illapel, Chile Earthquake: Zigzag-Along-Dip Rupture Episodes. *Pure and Applied Geophysics.* 173(4), 1011-1020.

Perfettini, H., J. Avouac, H. Tavera, A. Kositsky, J. Nocquet, *et al.* (2010). Seismic and aseismic slip on the Central Peru megathrust. *Nature*. 465, 78–81.

Ruiz, S. y Saragoni, G. R., 2005. Formulas de atenuación para la subducción de Chile de terremotos interplaca tipo thrust considerando los efectos del suelo y las asperezas. IX Jornadas Chilenas de Sismología e Ingeniería Antisísmica, Concepción, Chile.

Ruiz, S., Metois, M., Fuenzalida, A., Ruiz, J., Leyton, F., Grandin, R., ... and Campos, J. (2014). Intense foreshocks and a slow slip event preceded the 2014 Iquique Mw 8.1 earthquake. *Science*. 345(6201), 1165-1169.

Ruiz, S., E. Kausel, J. Campos, G. Saragoni, and M. Madariaga, (2010). Identification of High Frequency Pulses from Earthquake Asperities Along Chilean Subduction Zone Using Strong Motion. *Pure Appl. Geophys.*

Sauter, F. (1989). Fundamentos de la ingeniería sísmica. Editorial Tecnológica de Costa Rica, Costa Rica.

Scherbaum, F., J. Schmedes, and F. Cotton, (2004). On the conversion of source-to-site distance measures for extended earthquake source models. *Bull. Seism. Soc. Am.* 94 ,no. 3, 1053–1069.

Schurr, B., *et al.* (2014), Gradual unlocking of plate boundary controlled initiation of the 2014 Iquique earthquake. *Nature*. 512 (7514), 299–302.

Shao, G., X. Li, C. Ji. and T. Maeda (2011). Focal mechanism and slip history of 2011 Mw 9.1 off the Pacific coast of Tohoku earthquake, constrained with teleseismic body and surface waves, *Earth Planets Space*, 63 (7), 559-

564. Data accessible at http://www.geol.ucsb.edu/faculty/ji/big_earthquakes/2011/03/0311/Honshu_main.html, last accessed August 10, 2013.

Shao, G., X. Li, Q. Liu, X. Zhao, T. Yano and C. Ji (UCSB, Maule 2010). Preliminary slip model of the Feb 27, 2010 Mw 8.9 Maule, Chile Earthquake, http://www.geol.ucsb.edu/faculty/ji/big_earthquakes/2010/02/27/chile_2_27.html, last accessed September 24, 2013.

Shrivastava, M. N., et al. (2016), Coseismic slip and afterslip of the 2015 Mw 8.3 Illapel (Chile) earthquake determined from continuous GPS data. *Geophys. Res. Lett.*, 43, 10,710–10,719.

Sladen A. (Caltech, Maule 2010). Preliminary Result, 02/27/2010 (Mw 8.8), Chile. Source Models of Large Earthquakes. http://www.tectonics.caltech.edu/slip_history/2010_chile/index.html.

Sladen A. (Caltech, Tocopilla 2007). Preliminary Result 11/14/2007 (Mw 7.7), Tocopilla Earthquake, Chile. Source Models of Large Earthquakes. http://www.tectonics.caltech.edu/slip_history/2007_tocopilla/tocopilla.html, last accessed July 1, 2013.

Sladen, A., H. Tavera, M. Simons, J. P. Avouac, A. O. Konca, H. Perfettini, L. Audin, E. J. Fielding, F. Ortega, and R. Cavagnoud, (2010), Source model of the 2007 Mw 8.0 Pisco, Peru earthquake: Implications for seismogenic behavior of subduction megathrusts. *J. Geophys. Res.*, 115, B02405.

Stockwell, R., L. Mansinha, and R. Lowe, (1996). Localization of the complex spectrum: The S transform. *IEEE Transactions on Signal Process.* 44, 998–1001.

Tilmann, F., *et al.* (2016). The 2015 Illapel earthquake, central Chile: A type case for a characteristic earthquake?. *Geophys. Res. Lett.* 43, 574–583, doi:10.1002/2015GL066963.

U.S. Geological Survey (USGS). Resultados en línea de los modelos de falla finita de los eventos: 8.2 - 94km NW of Iquique, Chile y M 7.8 - 27km SSE of Muisne, Ecuador. Disponibles en: <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/usc000nzvd/finite-fault> y <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/us20005j32/finite-fault>.

Wald, D. J., and Allen, T. I., (2007). Topographic slope as a proxy for seismic site conditions and amplification. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 97. 1379–1395.

Wei, S. 2014. Apr./0.1/2014 (Mw 8.1), Iquique, Chile. Source Models of Large Earthquakes. http://www.tectonics.caltech.edu/slip_history/2014_chile/index.html, last accessed May 18, 2014.

Wei S. and A. Sladen (Caltech, Tohoku 2011). Preliminary Result 3/11/2011 (Mw 9.0), Tohoku-oki, Japan. Source Models of Large Earthquakes. http://www.tectonics.caltech.edu/slip_history/2011_tohoku-oki-tele/index.html, last accessed July 1, 2013.

Youngs, R., S. Chiou, W. Silva, and J. Humphrey, (1997). Strong ground motion attenuation relationships for subduction zone earthquakes, *Seismol. Res. Lett.* 68, 58–73.

Zeng, Y., G.Hayes and C. Ji (2007; USGS, Online Model). Preliminary Result of the Nov 14, 2007 Mw 7.7 Antofagasto, Chile Earthquake, <http://earthquake>.

usgs.gov/earthquakes/eqinthenews/2007/us2007jsat/finite_fault.php, last accessed August 20, 2013.

Zhao, J., J. Zhang, A. Asano, Y. Ohno, T. Oouchi, T. Takahashi, H. Ogawa, K. Irikura, H. Thio, and G. Somerville, (2006). Attenuation relations of strong ground motion in Japan using site classification based on predominant period. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 96, 898–913.



ANEXO A:

Estimación de Distancia a las Asperezas (R_{asp})

Con el fin de confirmar si las estimaciones de R_{asp} calculadas con la fórmula 2.1 son confiables, se evaluaron las distancias a tres sitios ($Sta1$, $Sta2$, $Sta3$) a una ruptura configurada con datos sintéticos. Esta ruptura está dividida en 17×12 subfallas de largo y ancho, respectivamente, siguiendo la configuración de la fosa. La profundidad de cada subfalla corresponde a su coordenada central proyectada al modelo Slab2. La distribución de los deslizamientos pretende interpretar los dos tipos de eventos que se evaluaron en este estudio: (a) eventos con una sola aspereza dominante (SDA) y (b) eventos con dos o más asperezas dominantes (MDA).

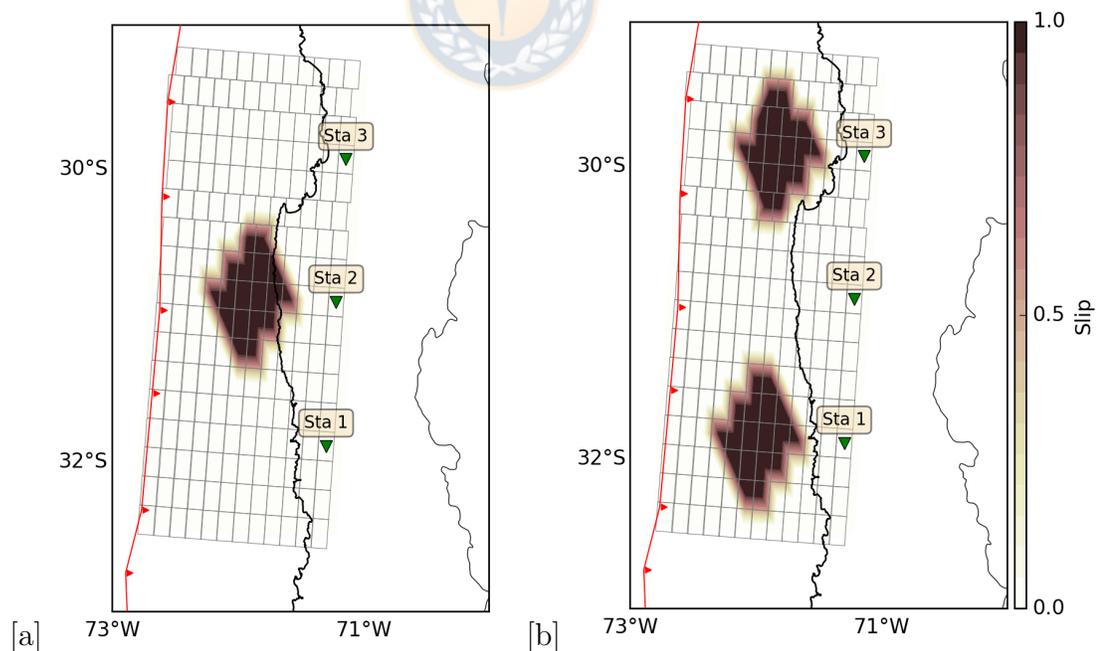


Figura A.1: Configuración de datos sintéticos. Distribución de deslizamientos con para (a) SDA y (b) MDA. Los valores de *slip* de cada subfalla toman valores de 1 ó 0.01 para la configuración de cada tipo de evento.

Sta	R_{rup} [km]	SDA	MDA
		R_{asp} [km]	R_{asp} [km]
1	44.490	128.371	128.492
2	45.142	72.638	128.764
3	48.952	128.276	129.945

Tabla A.1: Distancias estimadas.

A través de esta evaluación se pudo notar que la estimación de R_{asp} para el caso (b) no es confiable, ya que las distancias para $Sta1$ y $Sta3$ deberían ser parecidas a $Sta1$ en el caso (a) (*i.e.*, $\sim 73km$), lo que quiere decir que la fórmula utilizada en este trabajo para estimar R_{asp} no logra diferenciar cuando existen dos o más asperezas distribuidas en el plano de ruptura. Es por esto que las pendientes obtenidas de los residuales para los eventos con MDA (*i.e.*, m_2 y c_2) no muestran una tendencia significativa ni, como consecuencia de ello, una mejora significativa en las predicciones con la propuesta hecha para este caso (*i.e.*, $\mu_{mod} = \mu(X|\theta) + m_2 \cdot \ln(R_{asp}) + c_2$).

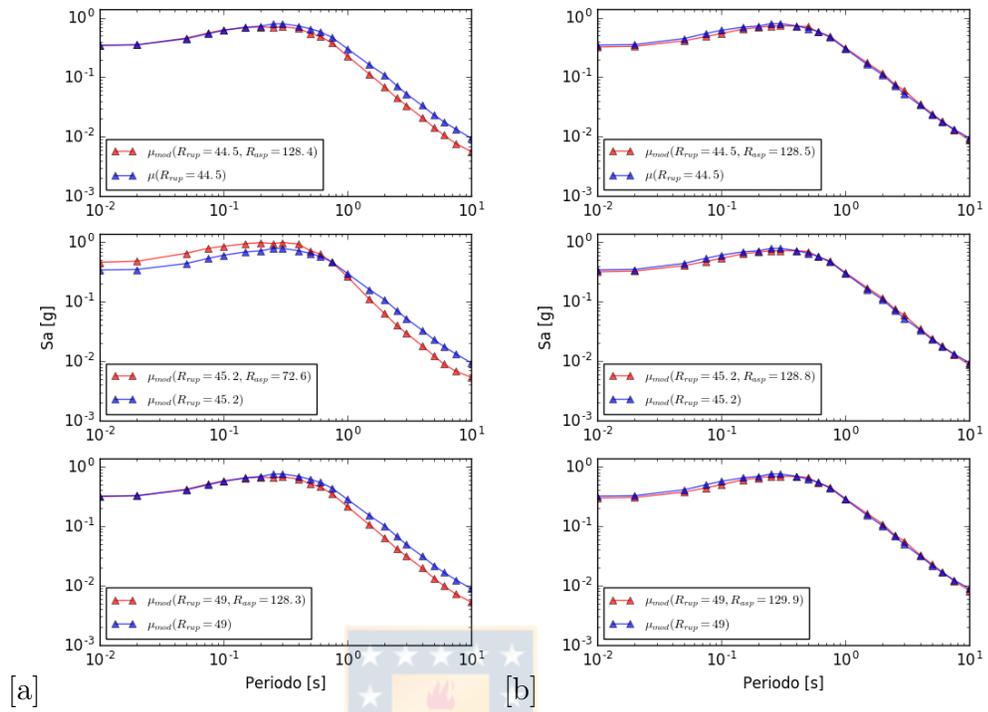


Figura A.2: Espectros de respuesta obtenidos con μ (en azul) y μ_{mod} (en rojo) para casos (a) SDA y (b) MDA en Sta1, Sta2 y Sta3 (de abajo hacia arriba) con $M_w=8.0$ y $V_{s30}=300$ m/s.