



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

**GENERACIÓN DE ACELEROGRAMAS ARTIFICIALES A PARTIR DE
NUEVOS MODELOS DE RUPTURA DE LOS TERREMOTOS MW 8.1 Y
MW 9.5 OCURRIDOS EN MAYO DE 1960**

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS, MENCIÓN GEOFÍSICA

JAVIER ALEJANDRO OJEDA VARGAS

PROFESOR GUÍA:
SERGIO RUIZ TAPIA

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
JAVIER RUIZ PAREDES
CÉSAR PASTÉN PUCHI
FRANCISCO DEL CAMPO ROJAS

SANTIAGO DE CHILE
2018

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR
AL GRADO DE:** Magíster en Ciencias, Mención
Geofísica
POR: Javier Alejandro Ojeda Vargas
FECHA: Agosto de 2018
PROFESOR GUIA: Sergio Ruiz Tapia

GENERACIÓN DE ACELEROGRAMAS ARTIFICIALES A PARTIR DE NUEVOS MODELOS DE RUPTURA DE LOS TERREMOTOS MW 8.1 Y MW 9.5 OCURRIDOS EN MAYO DE 1960

En la presente tesis se estudian los dos terremotos de mayor magnitud ocurridos en el sur de Chile durante el 21 y 22 de mayo de 1960. El sismo M_w 8,1 del 21 de mayo generó una serie de réplicas y daños en la península de Arauco. El sismo M_w 9,5 del 22 de mayo es conocido como el terremoto más grande de la era instrumental, lo cual se atribuye a su gran extensión desde el sur de la península de Arauco hasta el Punto Triple Chileno que generó un tsunami transoceánico que opacó el impacto causado por el terremoto del día anterior.

Dado que el conocimiento de los patrones espaciales para ambos sismos es actualmente incompleto, en esta tesis se estiman modelos de deslizamiento estático para los terremotos M_w 8,1 del 21 de mayo y M_w 9,5 del 22 de mayo de 1960. Se generan acelerogramas artificiales a partir de nuevos modelos de ruptura, con lo cual se modelan acelerogramas sintéticos de campo cercano de ambos sismos. Para una validación metodológica se estudian previamente los terremotos M_w 9,0 de Tohoku-Oki (2011) y M_w 8,8 de Maule (2010). Se aplica la metodología estocástica de falla finita implementando funciones de transferencia de amplificación del suelo y simulando registros que se comparan con las observaciones en *borehole* y en superficie del terremoto de Tohoku-Oki. Se implementa el método de inversión de deslizamiento cosísmico reproduciendo de buena manera los modelos de ruptura ya existentes del terremoto de Maule. También se generan acelerogramas sintéticos comparables con las observaciones de este terremoto.

Como resultado de aplicar estos métodos a los terremotos del 21 y 22 de mayo de 1960, se muestra que el terremoto M_w 8,1 del 21 de mayo ocurre en la zona más profunda del contacto interplaca, alcanzando deslizamientos máximos de 4,6 m bajo la península de Arauco. Además se obtienen PGA de 0,6 g que es consistente con los daños observados en las ciudades cercanas al epicentro. Con respecto al terremoto M_w 9,5 del 22 de mayo, se observa que el modelo rompe más de 900 km de extensión, con máximos deslizamientos de 42 m frente a la Isla de Chiloé, y otros deslizamientos mayores a 20 m bajo la ciudad de Valdivia. Estas zonas de alto deslizamiento sumado a los efectos de sitio controlarían los PGA calculados, que para la Isla de Chiloé y Valdivia superaron 1 g. Por otro lado, los modelos de ruptura obtenidos son sustancialmente diferentes a los resultados de otros autores, debido principalmente a la incorporación de deformaciones horizontales del segmento norte del área de ruptura. Estos datos de deformaciones contienen probablemente gran parte del postsísmico del terremoto. Finalmente, se concluye que los modelos poseen incertidumbres a causa del sesgo de los datos utilizados, por lo cual la interpretación de estos resultados debe realizarse con cuidado.

*Con curiosidad de niño
y humildad de moribundo
interpretamos el mundo
con fórmulas como aliño.
¡Yo brindando no destiño!
Dijo en forma categórica
y así sin mayor retórica
le dio al brindis su acabose:
"Que el desastre no destruya
nuestra realidad teórica"*

extracto de Brindis Geofísico, por Luis Villegas

Agradecimientos

Quisiera comenzar agradeciendo al Programa de Riesgo Sísmico de la Universidad de Chile y al proyecto Fondecyt regular N° 1170430 por financiar y facilitar este trabajo de tesis. Además agradezco al Departamento de Postgrado y Postítulo de la Vicerrectoría de Asuntos Académicos por su aporte financiero para realizar una estadía de investigación en el Institut de Physique du Globe de París, experiencia de gran ayuda que permitió entablar fructíferas discusiones con el profesor Fabián Bonilla.

Agradezco a los miembros de la comisión: Javier, César y Francisco por sus valiosos comentarios, rigurosidad, aportes y críticas a este trabajo, que sin duda, fueron de gran importancia para que el manuscrito terminara de la mejor forma. Además agradezco a Sergio por su guía y apoyo durante gran parte de mi carrera en el Departamento de Geofísica, desde la práctica, pasando por mini-proyectos, hasta la tesis. Gracias por incentivar mi interés por la ciencia y ayudar en mi formación como Geofísico.

Gracias a las compañeras y compañeros con los cuales compartí por estos largos años en la universidad. A los cabres de Geofísica por su ayuda, los tiempos de estudio, conversaciones, los terrenos(?) y las risas. A los funcionarios por su tremenda disposición, su simpatía, su saludo. A la oficina de cuarto medio: Efra, Migue, Cristian, Chris Flores y por qué no, Panchito Pastén, gracias por aguantarme y hacerme sentir en casa. A los amigos de la vida, del basket, de Gertrudos F.C., son la cuota de realidad fuera de mi burbuja.

A ti Cata, gracias por los buenos momentos que hemos compartido en este tiempo, por todo lo que hemos aprendido juntos, por apoyarme y alentarme a pesar de la distancia y por siempre estar ahí. Gracias por compartir tu felicidad conmigo.

Termino agradeciendo a mi familia gigante por el eterno respaldo. Gracias a mis padres y hermano, a quienes dedico este libro con cosas extrañas, ustedes son quienes realmente aguantan todo. Sin ustedes no sería la persona que ven hoy. Los amo.

Tabla de contenido

Tabla de contenido	iv
Índice de Tablas	vi
Índice de Ilustraciones	vii
1. Introducción	1
1.1. El problema de investigación	1
1.2. Objetivos	2
1.3. Estructura de la tesis	3
2. Metodología	4
2.1. Inversión del deslizamiento cosísmico	4
2.1.1. Kernel elástico	5
2.1.2. Problema irrestricto	8
2.1.3. Problema con restricciones	9
2.2. Método estocástico de falla finita	13
2.2.1. Generación de ruido blanco gaussiano	14
2.2.2. Ecuación de movimiento para ondas de cuerpo	14
2.2.3. Modelación estocástica del ruido espectral	16
2.2.4. Series de tiempo de aceleración	22
2.2.5. Funciones de transferencia de amplificación del suelo	23
3. Acelerogramas sintéticos en borehole y en superficie para el terremoto Mw 9.0 de Tohoku-Oki de 2011	28
3.1. Introducción	28
3.2. Acelerogramas y distribución de deslizamiento	31
3.3. Metodología	32
3.4. Resultados	36
3.5. Discusión	42
3.6. Conclusiones	43
4. Modelos de ruptura y acelerogramas sintéticos en superficie para el terremoto Mw 8.8 de Maule de 2010	44
4.1. Introducción	44
4.2. Datos	45
4.2.1. Desplazamientos en superficie	45
4.2.2. Registros de aceleración y perfiles de suelo	46

4.3.	Metodología	47
4.3.1.	Inversión del deslizamiento cosísmico	47
4.3.2.	Método estocástico de falla finita	47
4.4.	Resultados	51
4.5.	Discusión	56
4.6.	Conclusiones	58
5.	Modelos de ruptura para los terremotos del 21 y 22 de mayo de 1960	59
5.1.	Introducción	59
5.2.	Desplazamientos en superficie	60
5.3.	Metodología	62
5.4.	Resultados	63
5.4.1.	Terremoto del 21 de mayo	63
5.4.2.	Terremoto del 22 de mayo	65
5.5.	Discusión	68
5.6.	Conclusiones	71
6.	Acelerogramas sintéticos en superficie para los terremotos del 21 y 22 de mayo de 1960	72
6.1.	Introducción	72
6.2.	Metodología	73
6.3.	Resultados	77
6.3.1.	Terremoto del 21 de mayo	78
6.3.2.	Terremoto del 22 de mayo	79
6.4.	Discusión	84
6.5.	Conclusiones	86
7.	Conclusiones	87
	Bibliografía	89
A.	Material suplementario: Simulación terremoto de Tohoku (2011)	97
A.1.	Funciones de transferencia de amplificación del suelo	98
A.2.	Comparación entre registros observados y simulados de la réplica Mw 6.9 y sus espectros de respuesta	101
A.3.	Comparación entre registros observados y simulados del terremoto Mw 9.0 y sus espectros de respuesta	105
A.4.	Variación en la caída de esfuerzos	114
B.	Material suplementario: Simulación terremoto de Maule (2010)	115
B.1.	Funciones de transferencia de amplificación del suelo	116
B.2.	Comparación entre registros observados y simulados del terremoto Mw 8.8 de Maule y sus espectros de respuesta	118
C.	Material suplementario: Simulación de terremotos del 21 y 22 de mayo de 1960	121
C.1.	Funciones de transferencia de amplificación del suelo	122
C.2.	Comparación de simulaciones en borehole y superficie de terremoto del 21 de mayo	125
C.3.	Comparación de simulaciones en borehole y superficie de terremoto del 22 de mayo	126

Índice de Tablas

3.1.	Parámetros de fuente para el terremoto M_w 9,0 de Tohoku-Oki.	31
3.2.	Parámetros de fuente para el terremoto M_w 6,9, réplica del 23 de junio 2011.	32
3.3.	Parámetros de trayectoria para el terremoto M_w 9,0 y su réplica M_w 6,9.	34
3.4.	Parámetros de sitio para el terremoto M_w 9,0 y su réplica M_w 6,9.	35
4.1.	Parámetros de fuente para el terremoto M_w 8,8 de Maule del 2010.	49
4.2.	Parámetros de trayectoria para el terremoto M_w 8,8 de Maule del 2010.	49
4.3.	Parámetros de sitio para el terremoto M_w 8,8 de Maule del 2010.	49
6.1.	Parámetros de fuente para el terremoto del 21 de mayo de 1960.	75
6.2.	Parámetros de fuente para el terremoto del 22 de mayo de 1960.	76
6.3.	Parámetros de trayectoria para los terremotos del 21 y 22 de mayo de 1960.	77
6.4.	Parámetros de sitio para los terremotos del 21 y 22 de mayo de 1960.	77
6.5.	Resumen de parámetros simulados del terremoto del 21 de mayo de 1960. Las intensidades sísmicas en la escala MSK-64 corresponden a estimaciones de Astroza & Lazo (2010).	83
6.6.	Resumen de parámetros simulados del terremoto del 22 de mayo de 1960. Las intensidades sísmicas en la escala MSK-64 corresponden a estimaciones de Astroza & Lazo (2010).	83

Índice de Ilustraciones

2.1.	Geometría de falla para calcular ecuaciones de Okada (1985)	6
2.2.	Esquema de propagación de rayos directos desde cada sub-falla hasta una estación .	20
2.3.	Factores de superficie libre de ondas P, SV y SH en función del ángulo incidente . .	21
2.4.	Modelo de n estratos de suelo	26
3.1.	Distribución de deslizamiento y estaciones utilizadas para la simulación de accele- rogramas sintéticos de Tohoku-Oki (2011) y su réplica	30
3.2.	Modelo de velocidades regional 1D y esquema de propagación de rayos desde la fuente hasta la estación para el terremoto de Tohoku-Oki	33
3.3.	Rango de factores de superficie libre de ondas P, SV y SH en función del ángulo incidente para el caso del terremoto de Tohoku-Oki	34
3.4.	Modelo 1D de Vs y SATF para estaciones MYGH04 e IWTH21	35
3.5.	Ondas P, SV y SH generados en estación IWTH21 por la réplica M_w 6,9	36
3.6.	Ondas P, SV y SH generados en estación MYGH04 por el terremoto M_w 9,0	37
3.7.	Comparación de registros observados y simulados tanto en superficie como en <i>bo- rehole</i> en la estación IWTH21 para la réplica M_w 6,9	38
3.8.	Comparación de registros observados y simulados tanto en superficie como en <i>bo- rehole</i> en la estación MYGH04 para el terremoto M_w 9,0	39
3.9.	PGA y GOF para acelerogramas simulados y observados en sus tres componentes .	41
4.1.	Estaciones GPS usadas para el cálculo de la distribución de deslizamiento del te- rremoto M_w 8,8 de Maule (2010)	46
4.2.	Modelo de ruptura y modelo regional de velocidades considerados para simular acelerogramas en superficie del terremoto de Maule	48
4.3.	Modelo 1D de Vs y SATF para estaciones ANGO y CONC	50
4.4.	Modelo cosísmico de distribución de deslizamientos para el terremoto de Maule . .	51
4.5.	Modelo cosísmico de distribución de deslizamientos para el terremoto de Maule ocupando solo desplazamientos verticales	52
4.6.	Modelo de tablero de ajedrez para el terremoto de Maule	53
4.7.	Comparación de registros observados y simulados en superficie en la estación AN- GO y CONC para el terremoto de Maule	54
4.8.	PGA y GOF para acelerogramas simulados y observados en sus tres componentes .	55
5.1.	Desplazamientos verticales asociados a los terremotos de mayo de 1960	61
5.2.	Modelo cosísmico de distribución de deslizamientos para el terremoto del 21 de mayo	64
5.3.	Modelo de tablero de ajedrez para el terremoto del 21 de mayo	65
5.4.	Modelo cosísmico de distribución de deslizamientos para el terremoto del 22 de mayo	66
5.5.	Modelo de tablero de ajedrez para el terremoto del 22 de mayo	67

5.6.	Resumen de modelos de deslizamiento para los terremotos de mayo de 1960	70
6.1.	Modelo de ruptura considerado para simular acelerogramas en superficie para el terremoto del 21 de mayo	73
6.2.	Modelo de ruptura considerado para simular acelerogramas en superficie para el terremoto del 22 de mayo	74
6.3.	Modelo regional de velocidades considerado para simular acelerogramas en superficie para los terremotos del 21 y 22 de mayo de 1960	75
6.4.	Registros simulados en superficie para el terremoto del 21 de mayo	79
6.5.	Registros simulados en superficie para el terremoto del 22 de mayo	83
6.6.	Intensidades estimadas para los terremotos de mayo de 1960	85
A.1.	SATF de estaciones simuladas para el terremoto de Tohoku-Oki y su réplica	100
A.2.	Comparación de registros observados y simulados tanto en superficie como en <i>borehole</i> para 8 estaciones que registraron la réplica M_w 6,9	104
A.3.	Comparación de registros observados y simulados tanto en superficie como en <i>borehole</i> para 18 estaciones que registraron el terremoto de Tohoku-Oki	113
A.4.	PGA y GOF para acelerogramas simulados y observados para la réplica M_w 6,9 usando diferentes caídas de esfuerzos	114
B.1.	SATF de estaciones simuladas para el terremoto de Maule	117
B.2.	Comparación de registros observados y simulados en superficie para 6 estaciones que registraron el terremoto de Maule	120
C.1.	SATF de estaciones simuladas para los terremotos del 21 y 22 de mayo de 1960 . .	124
C.2.	Comparación de simulaciones en <i>borehole</i> y en superficie para terremoto del 21 de mayo	125
C.3.	Comparación de simulaciones en <i>borehole</i> y en superficie para terremoto del 22 de mayo	126

Capítulo 1

Introducción

1.1. El problema de investigación

El estudio de los procesos físicos que controlan la ruptura sismogénica de megaterremotos es uno de los principales desafíos de la sismología y otras disciplinas afines, ya que permite evaluar el peligro sísmico asociado a una determinada región, que se traduce en el planteamiento de distintos escenarios posibles con cierto grado de incertidumbre. Dado que Chile se ubica en uno de los márgenes convergentes más activos de la Tierra, su configuración tectónica es propicia para la ocurrencia de una diversidad de terremotos con diferentes características, que refleja la compleja dinámica presente en las zonas de subducción.

El presente trabajo está enfocado en el estudio de los terremotos ocurridos el 21 y 22 de mayo de 1960, los eventos de mayor tamaño dentro de una de las secuencias sísmicas más inusuales registradas instrumentalmente (Cifuentes, 1989). La secuencia comenzó el 21 de mayo a las 10:02 UTC con un terremoto M_w 8,1 en la península de Arauco, seguido de una serie de réplicas. El 22 de mayo a las 19:11 UTC ocurre el mega-terremoto M_w 9,5 (Kanamori & Cipar, 1974), resultado de una ruptura cercana a 1000 km de extensión, en una superficie de falla de rumbo norte-sur que rompe todo el contacto sismogénico. En esta región ocurrió un terremoto de características similares el año 1575, además el año 1737 y 1837 ocurrieron terremotos de magnitudes menores (Cisternas *et al.*, 2005). El sismo de 1737 no habría gatillado un tsunami y ocurrió en la zona norte de la ruptura del terremoto M_w 9,5, en cambio, el sismo de 1837 se propagó cerca de ~ 500 km por todo el contacto sismogénico en la zona sur de la ruptura del terremoto M_w 9,5 (Cisternas *et al.*, 2017). Producto del impacto generado por el mega-terremoto M_w 9,5, muchos estudios posteriores no contemplaron la ocurrencia del terremoto M_w 8,1 del 21 de mayo, siendo un evento olvidado por muchos trabajos que estudian la región (Ruiz & Madariaga, 2018).

Aunque la mayoría de los estudios referentes a estos terremotos se realizaron con sismogramas de campo lejano, Plafker & Savage (1970) fueron los primeros en realizar mediciones en terreno de desplazamientos verticales y deformaciones horizontales generados por estos terremotos, siendo una valiosa fuente de información para los posteriores estudios. Por ejemplo, Barrientos & Ward (1990) aplican un método de dislocación elástica con geometría de falla plana para calcular modelos de deslizamiento cosísmico con *slip* uniforme y variable del terremoto M_w 9,5. Posteriormente, Moreno *et al.* (2009) ocupando los mismos datos geodésicos y un modelo 3D de elementos finitos para dar una geometría de *slab*, obtienen un modelo cosísmico del mismo terremoto. Aunque estos

autores no modelaron el terremoto M_w 8,1 del 21 de mayo, si concluyen que la inversión de datos geodésicos subestima el momento sísmico generado por el terremoto M_w 9,5 del 22 de mayo y que aparentemente las estructuras batimétricas controlarían las zonas de máximo deslizamiento presentes en sus modelos.

Una forma de evaluar el peligro sísmico es utilizar datos de campo cercano que nos permitan simular las aceleraciones que experimenta el suelo ante un movimiento sísmico. Físicamente, estas aceleraciones de la superficie son producto de una combinación de los efectos de fuente sísmica, de la propagación de ondas sísmicas que emergen desde la ruptura sísmica y viajan a través de la Tierra, y también por efectos locales de cada sitio que pueden amplificar las ondas que se propagan. Debido a que no existen registros regionales de los terremotos ocurridos en la secuencia sísmica de mayo de 1960, la generación de acelerogramas sintéticos a partir de un modelo de ruptura es una alternativa para caracterizar el movimiento fuerte de los dos eventos a estudiar. Con este propósito, se aplicará un método estocástico de falla finita (Boore, 2003; Otarola & Ruiz, 2016; Ruiz *et al.*, 2018) para la generación de acelerogramas artificiales a partir de un modelo de deslizamiento cosísmico. Esta técnica simula aceleraciones producidas en algún punto de la superficie debido a la llegada de ondas P, SV y SH, las que se propagan desde la fuente sísmica, pasando por el basamento rocoso y llegando hasta la superficie, tramo en el cual influyen las características del suelo (Kausel & Roesset, 1981; Kausel, 1994, 2006).

1.2. Objetivos

En base a los antecedentes anteriormente expuestos, el objetivo principal de esta tesis es generar acelerogramas sintéticos mediante un método estocástico de falla finita para el terremoto M_w 8,1 del 21 de mayo de 1960 y el mega-terremoto M_w 9,5 del 22 de mayo de 1960, utilizando como parámetros de entrada los modelos de ruptura obtenidos de la inversión de desplazamientos verticales de ambos terremotos.

Con el fin de considerar el efecto de sitio se implementarán funciones de transferencia de amplificación del suelo que consideren la trayectoria de ondas P, SV y SH, la cual complementará la metodología estocástica de falla finita. Para validar la metodología, primero se simularán acelerogramas para el terremoto M_w 9,0 de Tohoku-Oki (2011), para luego aplicarla al terremoto M_w 8,8 de Maule (2010), considerando el contexto tectónico de Chile. Finalmente, se obtendrán modelos de distribución espacial de deslizamiento cosísmico de los sismos M_w 8,1 y M_w 9,5, con el fin de generar acelerogramas sintéticos en las principales ciudades del sur de Chile.

1.3. Estructura de la tesis

El presente estudio está dividido en 7 partes, siendo la primera este capítulo introductorio o **primer capítulo**.

El **segundo capítulo** entrega una breve reseña teórica y describe la metodología utilizada en base al método de inversión de deslizamiento cosísmico y el método estocástico de falla finita con la implementación de funciones de transferencia de amplificación del suelo.

El **tercer capítulo** muestra los resultados de la implementación de funciones de transferencia de amplificación del suelo al método estocástico de falla finita. Se utiliza el terremoto $M_w 9,0$ de Tohoku-Oki (2011) como caso de estudio.

El **cuarto capítulo** muestra los resultados de la inversión de deslizamientos cosísmicos y la aplicación del método estocástico de falla finita modificado en un terremoto chileno. Se obtiene una distribución de deslizamiento cosísmico y se simulan acelerogramas sintéticos para el terremoto $M_w 8,8$ de Maule (2010) como caso de estudio.

El **quinto capítulo** muestra los modelos de distribución espacial de deslizamiento cosísmico para los terremotos del 21 y 22 de mayo de 1960. Se estudian las características de ambos terremotos.

En el **sexto capítulo** se muestran los resultados de la generación de acelerogramas para los terremotos del 21 y 22 de mayo de 1960. Se analiza la aceleración máxima simulada en cada sitio, asociándolo al daño producido a las estructuras.

Por último, el **séptimo capítulo** corresponde a las conclusiones generales que resumen los resultados obtenidos en cada capítulo, entregando una visión general respecto a la implementación de cada metodología en los distintos casos de estudio y el impacto generado por las aceleraciones producidas por los eventos de mayo de 1960.

Capítulo 2

Metodología

Para explicar fenómenos naturales, desde la geofísica se pueden establecer dos maneras de abordar el problema. Por un lado, se plantean teorías cuya completa descripción física nos permite predecir algunas observaciones, a esto se le llama modelamiento directo o *forward*, el cual predice cantidades observables a partir de cantidades que determinan el estado del sistema, los parámetros del modelo. Por otro lado, se pueden utilizar las observaciones para inferir los parámetros del modelo que den cuenta de ellas, a esto se le llama modelamiento inverso. Junto a los avances teóricos y el contraste de las predicciones con las observaciones de los registros instrumentales es que se pueden construir modelos físicos que intenten explicar los datos obtenidos. Hoy en día el uso de instrumentos de banda ancha, acelerómetros y sistemas satelitales de navegación global (GNSS) permiten cuantificar el movimiento del suelo generado por un terremoto.

El presente capítulo describe los aspectos fundamentales para el desarrollo de los modelos de distribución de deslizamiento estático y la generación de acelerogramas sintéticos bajo una metodología estocástica.

2.1. Inversión del deslizamiento cosísmico

La estimación del deslizamiento en un plano de falla a partir de observaciones de desplazamiento en la superficie es uno de los tantos problemas inversos que se desarrollan en geofísica. Tarantola (2005) menciona que el conocimiento que se posee sobre el sistema físico, está caracterizado según una distribución de probabilidad, y en la práctica a una función densidad de probabilidad (f.d.p.) sobre el espacio de modelos. Una pregunta de interés es encontrar el o los modelos que maximizan la f.d.p., que equivale a buscar un punto en el espacio de modelos que minimice una determinada función costo. Sin embargo, esta aproximación pasa por alto las incertidumbres inherentes a toda estimación, que deberían verse reflejadas en la solución al problema inverso en cuestión.

En esta sección se dan los fundamentos teóricos del modelamiento inverso empleado para estimar el deslizamiento en una superficie de falla. Para ello se revisa la teoría propuesta por Tarantola (2005), reduciéndola a una inferencia bayesiana. Esta metodología se encuentra implementada en el software `coseismic`, biblioteca de Python 3 desarrollada en el Centro Sismológico Nacional de la Universidad de Chile.

2.1.1. Kernel elástico

Se calcula la respuesta elástica estática ante dislocaciones rectangulares utilizando la formulación de Okada (1985). Esta teoría considera algunas aproximaciones de la Tierra para simplificar el modelo, entendiéndose que los errores asociados son aceptables. De este modo (1) se deprecia la curvatura de la Tierra y la topografía, suponiendo una geometría de semiespacio, (2) se asume que la respuesta elástica es lineal y (3) se considera un medio isótropo y homogéneo. Esta formulación es la utilizada para construir el kernel o funciones de Green elásticas, vale decir solucionar el problema directo para obtener un modelo físico cuantitativo.

La geometría de la superficie de falla implementada para este propósito corresponde a una extensión de los modelos de Tassara & Echaurren (2012) abarcando el contacto sismogénico entre los $18^\circ S$ y $46^\circ S$, que es discretizado en celdas rectangulares de 100 km^2 para calcular el deslizamiento mediante las expresiones analíticas de Okada (1985).

Modelamiento de deformación de la corteza

El campo de desplazamientos y deformaciones asociados a los terremotos se ha descrito desde las ecuaciones básicas de la Teoría de Dislocación Elástica. Dada la ecuación de movimiento:

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = f_i + \frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x_j} \quad (2.1)$$

donde ρ es la densidad, u_i es la i -ésima componente del desplazamiento, f_i es la i -ésima componente de las fuerzas de cuerpo por unidad de volumen, x_i es la i -ésima componente de la posición y t es el tiempo. En la ecuación 2.1, el esfuerzo τ_{ij} se puede relacionar con la deformación ϵ_{pq} mediante el tensor de parámetros elásticos c_{ijpq} de la siguiente manera:

$$\tau_{ij} = c_{ijpq} \epsilon_{pq} \quad (2.2)$$

Para un medio isótropico, los parámetros elásticos c_{ijpq} se pueden escribir como:

$$c_{ijpq} = \lambda \delta_{ij} \delta_{pq} + \mu (\delta_{ip} \delta_{jq} + \delta_{iq} \delta_{jp}) \quad (2.3)$$

donde λ y μ son los parámetros de Lamè y δ_{ij} es la delta de Krönecker, con lo cual la ecuación 2.1 queda:

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = f_i + (\lambda + \mu) \frac{\partial^2 u_j}{\partial x_j \partial x_i} + \frac{\partial^2 u_i}{\partial x_j \partial x_j} \quad (2.4)$$

cuya solución en el caso estático fue propuesta por Steketee (1958), para un campo de desplazamiento $u_i(x_1, x_2, x_3)$ debido a una dislocación $\Delta u_j(\xi_1, \xi_2, \xi_3)$ a través de una superficie Σ en un semiespacio elástico, de esta forma define:

$$u_i = \frac{1}{F} \int \int_{\Sigma} \Delta u_j \left[\lambda \delta_{jk} \frac{\partial u_i^n}{\partial \xi_n} + \mu \left(\frac{\partial u_i^j}{\partial \xi_k} + \frac{\partial u_i^k}{\partial \xi_j} \right) \right] \nu_k d\Sigma \quad (2.5)$$

donde δ_{jk} la delta de Krönecker, ν_k es el coseno director de la normal al elemento de superficie $d\Sigma$, u_i^j es la i -ésima componente del desplazamiento en (x_1, x_2, x_3) debido a la j -ésima dirección de la fuerza puntual F en (ξ_1, ξ_2, ξ_3) .

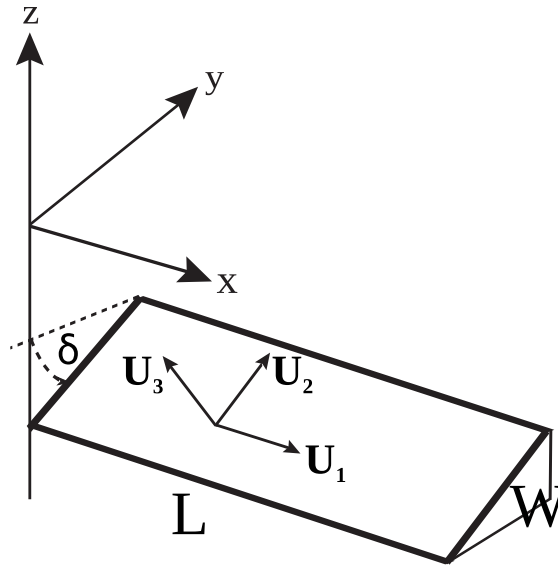


Figura 2.1: Geometría utilizada para el modelo directo del campo de deformación. Notar que el ángulo del *dip* aumenta hacia arriba (Modificado de Okada, 1985).

Las expresiones analíticas para el caso de un plano finito (Figura 2.1) fueron obtenidas por Okada (1985) donde se puede obtener las componentes de deslizamiento en la dirección del rumbo (*strike* en inglés) y del manteo (*dip* en inglés).

- Para la componente de deslizamiento según el *strike*:

$$\begin{aligned}
 u_x &= -\frac{U_1}{2\pi} \left[\frac{\xi q}{R(R+\eta)} + \tan^{-1} \left(\frac{\xi \eta}{qR} \right) + I_1 \sin(\delta) \right] \\
 u_y &= -\frac{U_1}{2\pi} \left[\frac{\tilde{y} q}{R(R+\eta)} + \frac{q \cos(\delta)}{R+\eta} + I_2 \sin(\delta) \right] \\
 u_z &= -\frac{U_1}{2\pi} \left[\frac{\tilde{d} q}{R(R+\eta)} + \frac{q \sin(\delta)}{R+\eta} + I_4 \sin(\delta) \right]
 \end{aligned} \tag{2.6}$$

- Para la componente de deslizamiento según el *dip*:

$$\begin{aligned}
 u_x &= -\frac{U_2}{2\pi} \left[\frac{q}{R} - I_3 \sin(\delta) \cos(\delta) \right] \\
 u_y &= -\frac{U_2}{2\pi} \left[\frac{\tilde{y} q}{R(R+\xi)} + \cos(\delta) \tan^{-1} \left(\frac{\xi \eta}{qR} \right) - I_1 \sin(\delta) \cos(\delta) \right] \\
 u_z &= -\frac{U_2}{2\pi} \left[\frac{\tilde{d} q}{R(R+\xi)} + \sin(\delta) \tan^{-1} \left(\frac{\xi \eta}{qR} \right) - I_5 \sin(\delta) \right]
 \end{aligned} \tag{2.7}$$

donde:

- Si $\cos(\delta) \neq 0$:

$$\begin{aligned}
I_1 &= \frac{\mu}{\lambda + \mu} \left[\frac{-1}{\cos(\delta)} \frac{\xi}{R + \tilde{d}} \right] - \frac{\sin(\delta)}{\cos(\delta)} I_5 \\
I_2 &= \frac{\mu}{\lambda + \mu} [-\ln(R + \eta)] - I_3 \\
I_3 &= \frac{\mu}{\lambda + \mu} \left[\frac{1}{\cos(\delta)} \frac{\tilde{y}}{R + \tilde{d}} - \ln(R + \eta) \right] + \frac{\sin(\delta)}{\cos(\delta)} I_4 \\
I_4 &= \frac{\mu}{\lambda + \mu \cos(\delta)} \frac{1}{\cos(\delta)} [\ln(R + \tilde{d}) - \sin(\delta) \ln(R + \eta)] \\
I_5 &= \frac{\mu}{\lambda + \mu \cos(\delta)} \frac{2}{\cos(\delta)} \tan^{-1} \left(\frac{\eta(X + q \cos(\delta) + X(R + X) \sin(\delta))}{\xi(R + X) \cos(\delta)} \right)
\end{aligned} \tag{2.8}$$

- Si $\cos(\delta) = 0$:

$$\begin{aligned}
I_1 &= -\frac{\mu}{2(\lambda + \mu)} \frac{\xi q}{(R + \tilde{d})^2} \\
I_3 &= \frac{\mu}{2(\lambda + \mu)} \left[\frac{\eta}{R + \tilde{d}} \frac{\tilde{y} q}{(R + \tilde{d})^2} - \ln(R + \eta) \right] \\
I_4 &= -\frac{\mu}{\lambda + \mu} \frac{q}{R + \tilde{d}} \\
I_5 &= -\frac{\mu}{\lambda + \mu} \frac{\xi \sin(\delta)}{R + \tilde{d}}
\end{aligned} \tag{2.9}$$

cuyas variables son:

$$\begin{aligned}
p &= y \cos(\delta) + d \sin(\delta) \\
q &= y \sin(\delta) - d \cos(\delta) \\
\tilde{y} &= \eta \cos(\delta) + q \sin(\delta) \\
\tilde{d} &= \eta \sin(\delta) + q \cos(\delta) \\
R^2 &= \xi^2 + \eta^2 + q^2 = \xi^2 + \tilde{y}^2 + \tilde{d}^2 \\
X^2 &= \xi^2 + q^2
\end{aligned} \tag{2.10}$$

y donde U_1 representa la componente de rumbo de la dislocación, U_2 representa la componente de manto y U_3 representa una fuerza para una falla de tensión, la cual es desestimada, puesto que se asume deformación superficial debido a cizalle. Además L , W y δ corresponden al largo, ancho y *dip* del plano de falla, respectivamente.

Construcción de funciones de Green

Sea \mathbf{d} el vector de datos,

$$\mathbf{d} = [\Delta e, \Delta n, \Delta z] \tag{2.11}$$

donde Δe , Δn y Δz son los desplazamientos estáticos asociado a cada punto o estación en las componentes este, norte y vertical hacia arriba respectivamente.

Sea \mathbf{m} el vector de parámetros del modelo,

$$\mathbf{m} = \begin{bmatrix} u^{(1)} \\ u^{(2)} \end{bmatrix} \quad (2.12)$$

donde $u^{(1)}$ y $u^{(2)}$ son, respectivamente, los deslizamientos según el *strike* y *dip* en las celdas organizados en vectores.

Se construye el kernel \mathbf{G} de modo tal que $\mathbf{d}^{pred} = \mathbf{G}\mathbf{m}$ es el vector de datos predichos. Sean \mathfrak{M} y \mathfrak{D} los espacios lineales en que están definidas las variables aleatorias \mathbf{m} y \mathbf{d} respectivamente. Como los espacios son lineales y la parametrización definida corresponde a coordenadas cartesianas, la función densidad de probabilidad (f.d.p.) homogéneas $\mu_D(\mathbf{d})$ y $\mu_M(\mathbf{m})$ son uniformes.

2.1.2. Problema irrestricto

Bajo el contexto del problema directo y usando la notación de Tarantola (2005), se realizan los siguientes supuestos para formular el problema sin restricciones.

1. Las incertidumbres teóricas son despreciables y por lo tanto se cumple que la densidad de probabilidad para \mathbf{d} que denotamos $\theta(\mathbf{d}|\mathbf{m})$, está dada por la distribución de probabilidad delta de Dirac:

$$\theta(\mathbf{d}|\mathbf{m}) = \delta(\mathbf{d} - \mathbf{g}(\mathbf{m})) \quad (2.13)$$

De la ecuación 2.13 se desprende que la f.d.p. $\sigma_M(\mathbf{m})$ que representa el estado de información a posteriori, está dada por:

$$\sigma_M(\mathbf{m}) = k\rho_M(\mathbf{m})\rho_D(\mathbf{d}) \quad (2.14)$$

donde k es una constante de normalización, $\rho_M(\mathbf{m})$ y $\rho_D(\mathbf{d})$ son las f.d.p. que contienen información a priori del espacio de modelos y observaciones, respectivamente.

2. La f.d.p. $\rho_D(\mathbf{d})$ representa una distribución normal con media \mathbf{d}_{obs} y matriz de covarianza $\mathbf{C}^{(d)}$ dada por:

$$\mathbf{C}^{(d)} = \begin{bmatrix} \mathbf{A}^{(e)} & 0 & 0 \\ 0 & \mathbf{A}^{(n)} & 0 \\ 0 & 0 & \mathbf{A}^{(z)} \end{bmatrix} \quad (2.15)$$

donde:

$$\mathbf{A}^{(x)} = \begin{bmatrix} (\sigma_1^{(x)})^2 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & (\sigma_2^{(x)})^2 & \dots & 0 \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & 0 & \dots & (\sigma_N^{(x)})^2 \end{bmatrix} \quad (2.16)$$

con $x = (e, n, z)$, $\mathbf{A}^{(x)}$ son matrices diagonales (con N número de estaciones). $\sigma_k^{(e)}$, $\sigma_k^{(n)}$, $\sigma_k^{(z)}$ son las desviaciones estándar de los desplazamientos en la k -ésima estación ($\Delta e_k, \Delta n_k, \Delta z_k$ respectivamente).

3. La f.d.p. $\rho_M(\mathbf{m})$ que caracteriza la información a priori sobre el modelo, representa una distribución normal con media $\mathbf{m}^{(0)}$ y matriz de covarianza $\mathbf{C}^{(m)}$.

4. La matriz de covarianza $\mathbf{C}^{(m)}$ refleja una correlación espacial entre los valores del campo de desplazamiento que decae con la distancia según una ley. Por isotropía, la matriz de covarianza de los parámetros del modelo debe tomar la forma siguiente:

$$\mathbf{C}^{(m)} = \begin{bmatrix} \mathbf{B} & \mathbf{0} \\ \mathbf{0} & \mathbf{B} \end{bmatrix} \quad (2.17)$$

con \mathbf{B} la matriz de correlación espacial entre celdas, cuyos elementos son:

$$B_{ij} = \sigma^{(u)^2} \left(\frac{\lambda^{(0)}}{\lambda} \right)^2 f \left(\frac{\|\vec{r}^{(i)} - \vec{r}^{(j)}\|}{\lambda} \right) \quad (2.18)$$

donde $f(r) = e^{-r}$ (o cualquier función estrictamente decreciente que converge a 0), λ es la longitud de correlación, $\lambda^{(0)}$ una longitud de referencia, $\sigma^{(u)}$ es la desviación estándar típica del deslizamiento y $\vec{r}^{(i)}$ es el vector posición de la i -ésima celda. Con esto se establece una función de correlación entre pares de tipo espacial.

Reuniendo todos estos elementos se tiene que:

$$\sigma_M(\mathbf{m}) = \kappa(\mathbf{d}_{obs}) e^{-\varphi(\mathbf{m}; \mathbf{d}_{obs})} \quad \text{donde} \quad (2.19)$$

$$\varphi(\mathbf{m}; \mathbf{d}_{obs}) = \frac{1}{2} \left\{ (\mathbf{G}\mathbf{m} - \mathbf{d}_{obs})^t \mathbf{C}^{(d)-1} (\mathbf{G}\mathbf{m} - \mathbf{d}_{obs}) + (\mathbf{m} - \mathbf{m}^{(0)})^t \mathbf{C}^{(m)-1} (\mathbf{m} - \mathbf{m}^{(0)}) \right\} \quad (2.20)$$

Se concluye que el estado de información a posteriori es descrito por la siguiente f.d.p.:

$$\sigma_M(\mathbf{m}) = \nu e^{-\frac{1}{2}(\mathbf{m} - \hat{\mathbf{m}})^t \hat{\mathbf{C}}^{(m)-1} (\mathbf{m} - \hat{\mathbf{m}})} \quad \text{en que}$$

$$\begin{aligned} \hat{\mathbf{m}} &= \hat{\mathbf{C}}^{(m)} \left(\mathbf{C}^{(m)-1} \mathbf{m}^{(0)} + \mathbf{G}^t \mathbf{C}^{(d)-1} \mathbf{d}_{obs} \right) \\ \hat{\mathbf{C}}^{(m)} &= \left\{ \mathbf{C}^{(m)-1} + \mathbf{G}^t \mathbf{C}^{(d)-1} \mathbf{d}_{obs} \right\}^{-1} \end{aligned} \quad (2.21)$$

donde ν es un factor de normalización, $\hat{\mathbf{m}}$ es la media y $\hat{\mathbf{C}}^{(m)}$ es la matriz de covarianza de \mathbf{m} a posteriori.

2.1.3. Problema con restricciones

Cualquier restricción puede incorporarse al problema inverso a través de la información a priori, es decir, dentro de $\rho_M(\mathbf{m})$. En particular, si queremos restringir las soluciones factibles a una región del espacio de modelos, podemos hacerlo mediante una probabilidad condicional dada por la conjunción entre la distribución de probabilidad irrestricta y la p-evento asociada a la región de factibilidad (ver página 16 de Tarantola (2005)). En este caso las restricciones son de la forma:

$$\begin{aligned} \mathbf{m} &= \mathbf{Q}\mathbf{y} \\ \mathbf{y} &\geq 0 \end{aligned} \quad (2.22)$$

donde \mathbf{y} representan un vector que contiene el parámetro a restringir. El problema de optimización tiene la misma función objetivo e incluye dichas restricciones.

Por lo tanto, el modelo \mathbf{m} tiene una región de factibilidad más acotada definida por:

$$\mathcal{F} = \langle \mathbf{m} \in \mathfrak{M} \mid \mathbf{m} = \mathbf{Q}\mathbf{y}, \mathbf{y} > 0 \rangle \quad (2.23)$$

donde \mathbf{Q} es una matriz arbitraria (cuadrada o no). A la región $\mathcal{F} \in \mathfrak{M}$ le podemos asociar un p-evento $M_{\mathcal{F}}$ y su respectiva densidad de probabilidad $\mu_{\mathcal{F}}$,

$$\mu_{\mathcal{F}}(\mathbf{m}) = \begin{cases} v' = cte & \text{si } \mathbf{m} \in \mathcal{F} \\ 0 & \text{si no} \end{cases} \quad (2.24)$$

Usando la conjunción de probabilidades y la función de probabilidad a posteriori del problema irrestricto (ecuación 2.21), se concluye que la solución al problema con restricciones está dada por la f.d.p. $\bar{\sigma}_M(\mathbf{m}) = v''\mu_{\mathcal{F}}(\mathbf{m})\sigma_M(\mathbf{m})$,

$$\bar{\sigma}_M(\mathbf{m}) = \begin{cases} \bar{v}e^{-\frac{1}{2}(\mathbf{m}-\hat{\mathbf{m}})^t\hat{\mathbf{C}}^{(m)-1}(\mathbf{m}-\hat{\mathbf{m}})} & \text{si } \mathbf{m} = \mathbf{Q}\mathbf{y}, \mathbf{y} \geq 0 \\ 0 & \text{si no} \end{cases} \quad (2.25)$$

donde $\hat{\mathbf{m}}$ y $\hat{\mathbf{C}}^{(m)}$ son la media y la matriz de covarianza de la solución irrestricta, respectivamente.

Así, el problema de máxima verosimilitud se reduce a:

$$\begin{aligned} \mathbf{y}^* &= \arg \min (\mathbf{Q}\mathbf{y} - \hat{\mathbf{m}})^t \hat{\mathbf{C}}^{(m)-1} (\mathbf{Q}\mathbf{y} - \hat{\mathbf{m}}) \\ \mathbf{y} &\geq 0 \end{aligned} \quad (2.26)$$

haciendo una descomposición de Cholesky de $\hat{\mathbf{C}}^{(m)-1}$:

$$\hat{\mathbf{C}}^{(m)-1} = \mathbf{P}'\mathbf{P} \quad (2.27)$$

y definiendo:

$$\mathbf{A} \equiv \mathbf{P}\mathbf{Q} \quad (2.28)$$

$$\mathbf{b} \equiv \mathbf{P}\hat{\mathbf{m}} \quad (2.29)$$

se concluye que el problema de optimización se reduce al problema de mínimos cuadrados no-negativos. En la biblioteca implementada se utiliza el algoritmo NNLS (non-negative least squares) (Lawson & Hanson, 1995) que entrega la solución:

$$\begin{aligned} \mathbf{y}^* &= \arg \min \|\mathbf{A}\mathbf{y} - \mathbf{b}\|^2 \\ \mathbf{y} &\geq 0 \end{aligned} \quad (2.30)$$

con \mathbf{A} una matriz cuadrada invertible y \mathbf{b} un vector.

Fijar la dirección del deslizamiento

La restricción más simple es fijar el *rake* en cada celda, siendo este movimiento consistente con una convergencia de placas efectiva de azimuth β . Sean α_i y u_i , el ángulo y la magnitud del deslizamiento en la celda i -ésima, respectivamente. Si ρ_i es su rumbo, la restricción queda expresada del siguiente modo:

$$\alpha_i = \pi + \rho_i - \beta \quad (2.31)$$

$$u_i \geq 0 \quad (2.32)$$

El deslizamiento según el rumbo es $u_i = u_i \cos(\alpha_i)$ y aquel según el manteo hacia arriba $u_i = u_i \sin(\alpha_i)$. Sea \mathbf{S} la matriz,

$$\mathbf{S} = \begin{bmatrix} \cos(\alpha_1) & 0 & \dots & 0 \\ 0 & \cos(\alpha_2) & \dots & 0 \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & 0 & \dots & \cos(\alpha_n) \\ \hline \sin(\alpha_1) & 0 & \dots & 0 \\ 0 & \sin(\alpha_2) & \dots & 0 \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & 0 & \dots & \sin(\alpha_n) \end{bmatrix} \quad (2.33)$$

con n el número de celdas. Entonces, si fijamos los ángulos α_i , se tiene que:

$$\begin{aligned} \mathbf{m} &= \mathbf{S} \mathbf{u} \\ \mathbf{u} &\geq 0 \end{aligned} \quad (2.34)$$

donde identificamos \mathbf{S} como la matriz de restricción \mathbf{Q} . Dado el óptimo \mathbf{u}^* , el modelo de máxima verosimilitud del problema es $\mathbf{m}^* = \mathbf{S} \mathbf{u}^*$.

Acotar la dirección del deslizamiento

Una restricción algo más general es exigir que el ángulo de deslizamiento en cada celda esté en determinado rango en torno de $\alpha_i^{(0)} = \pi + \rho_i - \beta$, que corresponde a una dirección de deslizamiento homogénea, la restricción queda expresada del siguiente modo:

$$\alpha_i^{(-)} \leq \alpha_i \leq \alpha_i^{(+)} \quad (2.35)$$

$$\alpha_i^{(\pm)} = \alpha_i^{(0)} \pm \vartheta \quad (2.36)$$

donde 2ϑ es el largo del intervalo de factibilidad para el ángulo de deslizamiento en cada celda, en efecto ϑ representa una apertura angular. Reformulando la condición, se define:

$$\vec{p}^{(i)} \equiv (\cos(\alpha_i^{(+)}), \sin(\alpha_i^{(+)})) \quad (2.37)$$

$$\vec{q}^{(i)} \equiv (\cos(\alpha_i^{(-)}), \sin(\alpha_i^{(-)})) \quad (2.38)$$

las direcciones sobre el plano de falla en la i -ésima celda con ángulos de deslizamiento α_i^{\pm} . Dado esto, la restricción es equivalente a:

$$\begin{aligned} \vec{u}^{(i)} &\equiv (u_i^{(1)}, u_i^{(2)}) = a_i \vec{p}^{(i)} + b_i \vec{q}^{(i)} \\ &= a_i (\cos(\alpha_i^{+}), \sin(\alpha_i^{+})) + b_i (\cos(\alpha_i^{-}), \sin(\alpha_i^{-})) \\ a_i &\geq 0; \quad b_i \geq 0 \end{aligned} \quad (2.39)$$

Matricialmente, se define:

$$\mathbf{T} = \left[\begin{array}{ccc|ccc} \cos(\alpha_1)^{(+)} & \dots & 0 & \cos(\alpha_1)^{(-)} & \dots & 0 \\ \vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & \dots & \cos(\alpha_n)^+ & 0 & \dots & \cos(\alpha_n)^{-} \\ \hline \sin(\alpha_1)^{(+)} & \dots & 0 & \sin(\alpha_1)^{(-)} & \dots & 0 \\ \vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & \dots & \sin(\alpha_n)^{(+)} & 0 & \dots & \sin(\alpha_n)^{-} \end{array} \right] \quad (2.40)$$

y

$$\mathbf{y} = \begin{bmatrix} a_1 \\ \vdots \\ a_n \\ b_1 \\ \vdots \\ b_n \end{bmatrix} \quad (2.41)$$

Entonces, si acotamos la dirección de deslizamiento, se tiene que:

$$\mathbf{m} = \mathbf{T} \mathbf{y} \quad (2.42)$$

donde identificamos \mathbf{T} como la matriz de restricción \mathbf{Q} . Dado el óptimo \mathbf{y}^* , el modelo de máxima verosimilitud del problema es $\mathbf{m}^* = \mathbf{T} \mathbf{y}^*$, desprendiendo una distribución de deslizamiento escalar \mathbf{u}^* .

Apodización en parte profunda del contacto

Dado que las rupturas de los terremotos de subducción ocurren en la región de contacto donde es posible la deformación frágil, se impone una restricción que incluya el amortiguamiento del campo de deslizamiento a partir de determinada profundidad. Esta información se puede incluir en la matriz de covarianza espacial B ,

$$B_{ij} = h_{ij} \sigma^{(u)^2} \left(\frac{\lambda^{(0)}}{\lambda} \right)^2 \exp \left(- \frac{\|\vec{r}^{(i)} - \vec{r}^{(j)}\|}{\lambda} \right) \quad (2.43)$$

donde $\sigma^{(u)}$ es la desviación estándar típica del deslizamiento, λ es la longitud de correlación, $\lambda^{(0)}$ una longitud de referencia, $\vec{r}^{(i)}$ el vector posición de la i -ésima celda, h_{ij} es el *taper* definido como:

$$h_{kl} = \min(\chi_k, \chi_l) \left\{ 1 - \frac{1}{2(1-\varepsilon)|\chi_k - \chi_l|} \right\} \quad \text{donde}$$

$$\chi_i = X \left(\frac{d_i - d^{(min)}}{d^{(max)} - d^{(min)}} \right) \quad (2.44)$$

con esta función que depende de las profundidades de las celdas (d_i, d_j) , se logra una disminución del deslizamiento entre entre las profundidades d_{min} y d_{max} , estabilizándose en un valor no nulo

más allá de d_{max} . El factor h_{ij} no se puede anular para profundidades mayores que d_{max} porque el problema de optimización de máxima verosimilitud, sería singular. Si h_{ij} es muy pequeño, el problema se volvería mal condicionado. La función $X(r)$ es una función que busca justamente disminuir su valor a grandes profundidades, escogiendo:

$$X(r) = \begin{cases} 1 & \text{si } r < 0 \\ \max\left(\frac{1}{\cosh(\alpha r)}, \epsilon\right) & \text{si } r > 0 \end{cases} \quad (2.45)$$

con esto se logra que a grandes profundidades más allá de d_{max} definido en el problema, el valor se estabilice en algún ϵ . Cabe mencionar que esta función es arbitraria y puramente funcional al modelamiento del problema.

2.2. Método estocástico de falla finita

La generación de acelerogramas usando técnicas estocásticas se ha transformado en una metodología útil para solucionar el problema de la ausencia de registros sismológicos en diferentes sitios, siendo de gran utilidad para diferentes áreas de la sismología e ingeniería sísmica. Estas técnicas se basan en la generación de terremotos y propagación de ondas sísmicas a través de la corteza mediante funciones de Green estocásticas, las cuales juegan un rol importante para simular frecuencias altas (> 1 Hz) incorporando el comportamiento de las ondas sísmicas frente a heterogeneidades, en contraste a las funciones de Green teóricas, cuya banda de resolución en las simulaciones tiende hacia las bajas frecuencias.

Boore (1983) propuso la utilización de técnicas estocásticas para generar acelerogramas sintéticos, basado principalmente en la noción de Hanks & McGuire (1981), quienes observaron que el comportamiento de los acelerogramas en el rango de las altas frecuencias podría ser considerado estocástico y por lo cual podría aproximarlo a una banda finita de ruido blanco gaussiano. De esta manera, Boore (1983) realiza un estudio funcional de los espectros de respuesta simulando acelerogramas que dependen de la duración del terremoto, distancia hipocentral y su tamaño, determinado por la frecuencia de esquina (Aki, 1968; Brune, 1970). Esta metodología, que en un principio se realizó para una fuente puntual, ha sido mejorada por autores como Beresnev & Atkinson (1998), Boore (2003), Motazedian & Atkinson (2005) y otros, quienes además de aportar con una extensión de la metodología, da ciertas nociones físicas que mejoran las simulaciones en altas frecuencias. Algunos autores como Atkinson & Macias (2009), Ugurhan *et al.* (2012), Yalcinkaya *et al.* (2012), Ghofrani *et al.* (2013b), Otarola & Ruiz (2016) y otros han logrado obtener simulaciones reales de acelerogramas al ocupar una metodología estocástica de falla finita.

En esta sección se resume el método estocástico de falla finita utilizado, la formulación está basada en el trabajo de Otarola & Ruiz (2016) quienes logran simular acelerogramas en roca dura en las tres componentes de una estación (este, norte, vertical) separando las ondas de cuerpo P, SV y SH, mejorando los principios físicos detrás de la modulación espectral y temporal del ruido blanco gaussiano. Además, considerando el efecto de sitio determinado por los estratos superiores, Ruiz *et al.* (2018) proponen la incorporación de funciones de transferencia de amplificación del suelo para simular registros en superficie. De esta manera, es posible generar acelerogramas en el interior de un sondeaje (*borehole*) y en superficie en algún sitio de interés.

2.2.1. Generación de ruido blanco gaussiano

Hanks & McGuire (1981) proponen que la alta frecuencia de los registros de aceleración podrían ser considerados estocásticos. Dado esto, se genera una ventana temporal de ruido blanco gaussiano para cada celda del plano de falla tanto para ondas P, SV y SH. Esta ventana de ruido blanco es modelada usando la ecuación 2.46 que describe una envolvente de aceleración dada por Saragoni & Hart (1973).

$$w(t : \varepsilon, \eta, t_\eta) = a \left(\frac{t}{t_\eta} \right)^b \exp \left(-c \left(\frac{t}{t_\eta} \right) \right) \quad (2.46)$$

donde $a = \left(\frac{\exp(1)}{\varepsilon} \right)^b$, $b = -\frac{\varepsilon \ln(\eta)}{[1 + \varepsilon(\ln(\varepsilon) - 1)]}$, $c = \frac{b}{\varepsilon}$ y $t_\eta = f_{T_{gm}} \times T_{gm}$, en estas ecuaciones, los parámetros ε , η , $f_{T_{gm}}$ y T_{gm} corresponden a valores de calibración tanto de amplitud como de duración, en particular ε es un parámetro temporal que configura el acelerograma desde su inicio hasta su máximo *peak*, η corresponde a un parámetro de amplitud que da forma a la coda de la función w , $f_{T_{gm}}$ es un parámetro temporal que regula la duración del acelerograma sintético y T_{gm} corresponde a la duración del movimiento fuerte.

Posteriormente, la serie de tiempo de ruido blanco gaussiano modulada es transformada al dominio de las frecuencias, obteniendo un espectro de ruido blanco el cual es modelado según características de fuente, trayecto y sitio.

2.2.2. Ecuación de movimiento para ondas de cuerpo

Siguiendo la notación de Aki & Richards (2002) se muestran las ecuaciones 2.47, 2.48, 2.49 que describen el desplazamiento de ondas P, SV y SH en campo lejano producto de una dislocación puntual de cizalle en un medio elástico y homogéneo, cuyas ondas se propagan en la dirección del rayo.

$$\mathbf{u}^P(x, t) = \frac{\mathcal{F}^P \dot{M}(t - R_{hyp}/V_p)}{4\pi\rho\alpha^3 R_{hyp}} \hat{I} \quad (2.47)$$

$$\mathbf{u}^{SV}(x, t) = \frac{\mathcal{F}^{SV} \dot{M}(t - R_{hyp}/V_s)}{4\pi\rho\beta^3 R_{hyp}} \hat{p} \quad (2.48)$$

$$\mathbf{u}^{SH}(x, t) = \frac{\mathcal{F}^{SH} \dot{M}(t - R_{hyp}/V_s)}{4\pi\rho\beta^3 R_{hyp}} \hat{\phi} \quad (2.49)$$

donde \mathcal{F}^P , \mathcal{F}^{SV} y \mathcal{F}^{SH} corresponden a los patrones de radiación de las ondas P, SV y SH respectivamente; α y β son las velocidades de las ondas P y S en la vecindad de la fuente respectivamente; ρ corresponde a la densidad en la vecindad de la fuente; r es la distancia entre la fuente y el punto de observación; \dot{M} es la derivada temporal de la función fuente; V_p y V_s son los promedios de las velocidades de ondas P y S respectivamente desde la fuente hasta la posición x . \hat{I} , \hat{p} y $\hat{\phi}$ son los vectores unitarios en las direcciones de movimiento de las ondas P, SV y SH respectivamente. Es importante destacar que \hat{I} y \hat{p} están situados en el plano vertical y que $\hat{\phi}$ es siempre ortogonal al plano vertical.

Si el punto de observación se encuentra alejado de la fuente, se puede considerar que las ondas sísmicas se comportan como ondas planas que llegan a la superficie (Aki & Richards, 2002). Tomando en cuenta esto, se realiza un cambio de coordenadas a partir del ángulo de incidencia del rayo θ y el ángulo azimutal ϕ , con el cual se puede pasar desde el sistema coordenado $(\hat{I}, \hat{p}, \hat{\phi})$ al sistema coordenado absoluto (r, t, z) , cumpliéndose:

$$\hat{I} = EP_r^P \hat{r} + EP_z^P \hat{z} \quad (2.50)$$

$$\hat{p} = EP_r^{SV} \hat{r} + EP_z^{SV} \hat{z} \quad (2.51)$$

$$\hat{\phi} = EP_t^{SH} \hat{t} \quad (2.52)$$

donde EP_r^P , EP_z^P , EP_r^{SV} , EP_z^{SV} y EP_t^{SH} corresponden a los factores de partición de energía que permiten descomponer los desplazamientos 2.47, 2.48 y 2.49.

Para considerar los efectos de la superficie libre de la Tierra, se define $\bar{\mathbf{u}}^P$, $\bar{\mathbf{u}}^{SV}$, $\bar{\mathbf{u}}^{SH}$ como el desplazamiento que producen las ondas P, SV y SH en el centro del sistema de coordenadas, teniendo que descomponer los desplazamientos en el sistema (h, r, z) se obtiene:

$$\bar{\mathbf{u}}^P(\mathbf{x}, t) = \bar{u}_r^P \hat{r} + \bar{u}_z^P \hat{z} \quad (2.53)$$

$$\bar{\mathbf{u}}^{SV}(\mathbf{x}, t) = \bar{u}_r^{SV} \hat{r} + \bar{u}_z^{SV} \hat{z} \quad (2.54)$$

$$\bar{\mathbf{u}}^{SH}(\mathbf{x}, t) = \bar{u}_h^{SH} \hat{h} \quad (2.55)$$

donde los valores \bar{u} corresponden a las partes escalares del desplazamiento en cada componente para ondas P, SV y SH en ausencia del efecto de superficie libre. Dadas las ecuaciones 2.53, 2.54 y 2.55, y considerando los efectos de superficie libre, se puede construir el siguiente sistema matricial:

$$\begin{pmatrix} \bar{u}_r^P \\ \bar{u}_z^P \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} FS_r^P & 0 \\ 0 & FS_z^P \end{pmatrix} \begin{pmatrix} EP_r^P u^P \\ EP_z^P u^P \end{pmatrix} \quad (2.56)$$

$$\begin{pmatrix} \bar{u}_r^{SV} \\ \bar{u}_z^{SV} \\ \bar{u}_h^{SH} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} FS_r^{SV} & 0 & 0 \\ 0 & FS_z^{SV} & 0 \\ 0 & 0 & FS_h^{SH} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} EP_r^{SV} u^{SV} \\ EP_z^{SV} u^{SV} \\ EP_h^{SH} u^{SH} \end{pmatrix} \quad (2.57)$$

donde u^P , u^{SV} , u^{SH} corresponden a las partes escalares de las ecuaciones 2.47, 2.48 y 2.49 respectivamente, FS_r^P , FS_z^P , FS_r^{SV} , FS_z^{SV} y FS_h^{SH} son los factores de superficie libre de la Tierra, los cuales se ponderan componente a componente con las partes escalares del desplazamiento que tiene incluido los efectos de partición de energía (EP).

Las expresiones matriciales anteriormente descritas (ecuaciones 2.56 y 2.57) permiten descomponer los desplazamientos simulados en cada sub-falla para posteriormente realizar el acoplamiento de los registros de acuerdo al sistema de coordenadas que se desee trabajar. Teniendo los desplazamientos, basta con derivar dos veces para obtener la aceleración de los registros, aplicación implícita dentro de la modelación estocástica del ruido espectral presentada en la sección 2.2.3.

2.2.3. Modelación estocástica del ruido espectral

Se desea dar una forma al espectro de ruido blanco. Para ello, se pondera este resultado por una función que contenga las características físicas asociadas al terremoto en estudio. Boore (2003) describe esta función que contiene parámetros de la fuente (E), trayecto (P), sitio (S) y el tipo de movimiento (I) (ecuación 2.58), en este caso, con el fin de modelar el espectro de ruido blanco para una fuente puntual propuesto para ondas SH.

$$A(M_0, R, f) = E(M_0, f) P(R, f) S(f) I(f) \quad (2.58)$$

donde M_0 es el momento sísmico escalar, f la frecuencia, R la distancia subfuente-estación.

El efecto de la fuente se describe como:

$$E(M_0, f) = \frac{\langle R_{\theta\phi} \rangle FS \cdot EP}{4\pi\rho\beta^3 R_0} M_0 \Omega(M_0, f) \quad (2.59)$$

donde $\langle R_{\theta\phi} \rangle$ es el patrón de radiación promediado sobre todo el azimuth ϕ y en un rango de valores para θ (Boore & Boatwright, 1984); FS corresponde al efecto de superficie libre, EP representa la partición de energía, ρ y β son la densidad y velocidad de onda S en la vecindad de la fuente respectivamente, R_0 es una distancia de referencia, usualmente igual a 1 km, M_0 es el momento sísmico escalar y $\Omega(M_0, f)$ es una función que busca darle la forma espectral al terremoto simulado.

El efecto de la trayectoria se describe como:

$$P(R, f) = G(R) \exp\left(-\frac{\pi f R}{Q(f)\beta}\right) \quad (2.60)$$

donde $G(R)$ comprende al atenuación geométrica producto de la distancia R entre la fuente y el punto de observación y el resto de la expresión corresponde a la atenuación anelástica que busca corregir la hipótesis de que la Tierra es un medio elástico, lineal y homogéneo, estimando la pérdida de energía al propagarse las ondas en función del factor de calidad $Q(f)$.

El efecto del sitio se describe como:

$$S(f) = Amp(f) D(f) \quad (2.61)$$

donde $Amp(f)$ corresponde a la amplificación del sitio en determinadas frecuencias, y $D(f)$ es un filtro que toma en cuenta la atenuación en la alta frecuencia, independiente del trayecto, usualmente se utiliza un filtro f_{max} de la forma $D(f) = \left[1 + (f/f_{max})^8\right]^{-1/2}$ (Hanks, 1982; Boore, 1983) o el filtro κ de la forma $D(f) = \exp(-\pi\kappa f)$ (Anderson & Hough, 1984).

El tipo de movimiento se describe como:

$$I(f, n) = (2\pi f i)^n \quad (2.62)$$

donde $i = \sqrt{-1}$ y $n = 0, 1$ o 2 para desplazamiento, velocidad o aceleración respectivamente.

Ahora bien, para utilizar el método estocástico de falla finita, se divide el plano de falla en celdas donde cada sub-falla es tratada como una fuente puntual. De esta manera, considerando el arribo de las ondas a la superficie, incluyendo los factores FS y EP , y realizando las rotaciones de las componentes de desplazamiento (ecuaciones 2.47, 2.48, 2.49) a las nuevas coordenadas radial, tangencial y vertical (r, t, z) , es posible obtener el espectro de aceleración que dará la forma a los espectros de las series de tiempo de ruido blanco gaussiano asociadas a cada sub-falla. Las ecuaciones 2.63, 2.64, 2.65, 2.66, 2.67 muestran las expresiones ocupando un modelo de Brune para ondas P, SV y SH.

$$A_{r_{ijml}}^P = \frac{\langle R^P \rangle_{ijm} FS_{r_{ijm}}^P EP_{r_{ijm}}^P M_{0ij}}{4\pi\rho\alpha^3} \frac{(2\pi f)^2}{1 + (f/f_{cij}^P)^\gamma} G(R_{ijm}) \exp\left(\frac{-\pi f R_{ijm}}{Q_P(f)\alpha}\right) \exp(-\pi f \kappa_m) Amp(f)_{ml} \quad (2.63)$$

$$A_{z_{ijml}}^P = \frac{\langle R^P \rangle_{ijm} FS_{z_{ijm}}^P EP_{z_{ijm}}^P M_{0ij}}{4\pi\rho\alpha^3} \frac{(2\pi f)^2}{1 + (f/f_{cij}^P)^\gamma} G(R_{ijm}) \exp\left(\frac{-\pi f R_{ijm}}{Q_P(f)\alpha}\right) \exp(-\pi f \kappa_m) Amp(f)_{ml} \quad (2.64)$$

$$A_{r_{ijml}}^{SV} = \frac{\langle R^{SV} \rangle_{ijm} FS_{r_{ijm}}^{SV} EP_{r_{ijm}}^{SV} M_{0ij}}{4\pi\rho\beta^3} \frac{(2\pi f)^2}{1 + (f/f_{cij}^S)^\gamma} G(R_{ijm}) \exp\left(\frac{-\pi f R_{ijm}}{Q_S(f)\beta}\right) \exp(-\pi f \kappa_m) Amp(f)_{ml} \quad (2.65)$$

$$A_{z_{ijml}}^{SV} = \frac{\langle R^{SV} \rangle_{ijm} FS_{z_{ijm}}^{SV} EP_{z_{ijm}}^{SV} M_{0ij}}{4\pi\rho\beta^3} \frac{(2\pi f)^2}{1 + (f/f_{cij}^S)^\gamma} G(R_{ijm}) \exp\left(\frac{-\pi f R_{ijm}}{Q_S(f)\beta}\right) \exp(-\pi f \kappa_m) Amp(f)_{ml} \quad (2.66)$$

$$A_{t_{ijml}}^{SH} = \frac{\langle R^{SH} \rangle_{ijm} FS_{t_{ijm}}^{SH} EP_{t_{ijm}}^{SH} M_{0ij}}{4\pi\rho\beta^3} \frac{(2\pi f)^2}{1 + (f/f_{cij}^S)^\gamma} G(R_{ijm}) \exp\left(\frac{-\pi f R_{ijm}}{Q_S(f)\beta}\right) \exp(-\pi f \kappa_m) Amp(f)_{ml} \quad (2.67)$$

donde A son las funciones espectrales basadas en el modelo de Brune (con decaimiento γ) para componentes r , t y z de ondas P, SV y SH según corresponda. Los superíndices denotan el tipo de onda. Las subfallas son indicadas con los subíndices ij . El subíndice m indica la estación modelada, y el subíndice l indica la posición de la estación, ya sea en *borehole* (B) o en superficie (S). $\langle R^P \rangle_{ijm}$, $\langle R^{SV} \rangle_{ijm}$ y $\langle R^{SH} \rangle_{ijm}$ son los patrones de radiación. $FS_{r_{ijm}}^P$, $FS_{z_{ijm}}^P$, $FS_{r_{ijm}}^{SV}$, $FS_{z_{ijm}}^{SV}$ y $FS_{t_{ijm}}^{SH}$ son los factores de superficie libre, y $EP_{r_{ijm}}^P$, $EP_{z_{ijm}}^P$, $EP_{r_{ijm}}^{SV}$, $EP_{z_{ijm}}^{SV}$, $EP_{t_{ijm}}^{SH}$ son los factores de partición de energía. M_{0ij} es el momento sísmico escalar asociado a cada sub-falla ij . $G(R_{ijm})$ es la atenuación geométrica. $Q_S(f)$ y $Q_P(f)$ son los factores de calidad para ondas S y P respectivamente. f_{cij}^S y f_{cij}^P son la frecuencia de esquina dinámica para ondas S y P respectivamente. κ_m es el factor kappa del filtro de alta frecuencia. $Amp(f)_{ml}$ corresponde a la amplificación del suelo. Si la estación está ubicada en el *borehole*, entonces $Amp(f)_{mB} = 1$, en cambio, si la estación está ubicada en la superficie, entonces $Amp(f)_{mS} = SATF_m$, donde $SATF_m$ corresponden a las funciones de transferencia de amplificación del suelo.

Tras multiplicar el espectro de ruido blanco gaussiano con las funciones espectrales A (ecuaciones 2.63, 2.64, 2.65, 2.66, 2.67), es necesario normalizar por el error cuadrático medio de esta ponderación. Finalmente se obtiene el modelo espectral que dará lugar a los acelerogramas de cada onda de cuerpo para cada sub-falla que contribuye a la serie de tiempo del acelerograma final.

Las siguientes subsecciones muestran la derivación de algunos parámetros establecidos dentro de las ecuaciones 2.63, 2.64, 2.65, 2.66, 2.67, entre ellos se encuentran los valores de patrón de radiación, frecuencia de esquina, factor de calidad, ángulos incidente y azimutal, factores de superficie libre, partición de energía y factores de escalamiento.

Patrón de radiación

Los valores explícitos para los patrones de radiación de ondas P, SV y SH pueden ser deducidos en términos de los ángulos principales del plano de falla (*dip*, *strike*, *rake*) y, ángulos de emergencia y azimutales (Aki & Richards, 2002). En general, para métodos estocásticos los valores son derivados del promedio de coeficientes de radiación (Boore & Boatwright, 1984). Aquí, se usan los valores isotrópicos teóricos para ondas P, SV y SH de alta frecuencia (ecuaciones 2.68, 2.69, 2.70) propuestas por Onishi & Horike (2004).

$$\langle R^P \rangle_{ijm} = \sqrt{\frac{4}{15}} \quad (2.68)$$

$$\langle R^{SV} \rangle_{ijm} = \frac{1}{2} \sqrt{\sin^2(\lambda) \left(\frac{14}{15} + \frac{1}{3} \sin^2(2\delta) \right) + \cos^2(\lambda) \left(\frac{4}{15} + \frac{2}{3} \cos^2(\delta) \right)} \quad (2.69)$$

$$\langle R^{SH} \rangle_{ijm} = \frac{1}{2} \sqrt{\frac{2}{3} \cos^2(\lambda) (1 + \sin^2(\delta)) + \frac{1}{3} \sin^2(\lambda) (1 + \cos^2(2\delta))} \quad (2.70)$$

donde δ es el ángulo del *dip* y λ es el ángulo del *rake*. En este trabajo se usa el mismo patrón de radiación para cada sub-falla ij y posición de las estaciones m , a pesar de que la discretización de la superficie de falla permita diferentes ángulos de *dip* y *rake*. En este caso, se calcula un valor promedio de ángulos de *dip* y *rake* para todo el plano de falla con el fin de estimar los valores de patrón de radiación según corresponda.

Frecuencias de esquina

La frecuencia de esquina está definida como el valor de la intersección entre la parte plana de un espectro de Fourier en las bajas frecuencias y la recta que sigue la envolvente de la caída característica de las altas frecuencias de los terremotos (Madariaga, 2009). Es importante destacar que la frecuencia de esquina de los terremotos escala en función de su magnitud.

Para calcular la frecuencia de esquina dinámica para ondas S, se ocupa la definición propuesta por Motazedian & Atkinson (2005) (ecuación 2.71)

$$f_{cij}^S = 4,9 \times 10^6 \beta \left[\frac{\Delta\sigma}{\min\left(\frac{N_R}{N}, F_{pulse}\right) \times M_0} \right]^{1/3} \quad (2.71)$$

donde β es la velocidad de onda S en la vecindad de la fuente, M_0 es el momento sísmico escalar, $\Delta\sigma$ es la caída de esfuerzos, N es el número total de subfallas, N_R es el número acumulado de subfallas que se activan a medida que pasa la ruptura en un instante t , y F_{pulse} es el porcentaje máximo del área de cada sub-falla activada durante la propagación de la ruptura.

Para calcular la frecuencia de esquina de ondas P, se utiliza la relación propuesta por Hanks & Wyss (1972):

$$f_c^P = \frac{\alpha}{\beta} f_c^S \quad (2.72)$$

donde f_c^P y f_c^S son las frecuencias de esquina para los espectros de ondas P y S; α y β son las velocidades de ondas P y S en la vecindad de la fuente, respectivamente.

Usando la misma aproximación mostrada en la ecuación 2.72, se calcula la frecuencia de esquina dinámica para ondas P de la forma:

$$f_{cij}^P = \frac{\alpha}{\beta} f_{cij}^S \quad (2.73)$$

donde f_{cij}^P y f_{cij}^S son las frecuencias de esquina de los espectros para ondas P y S de cada sub-falla ij .

Factores de calidad

Para incluir la corrección por atenuación en este estudio, se ocupa una idea básica de que el espectro en alta frecuencia está atenuada por factores anelásticos a medida que las ondas viajan a través de la corteza. En sismología es habitual representar el factor de calidad Q para dar cuenta de esta atenuación anelástica, el cual es un valor dependiente de la frecuencia y cuyo inverso $Q^{-1}(f)$ representa la energía disipada durante un período de la onda, el cual está fuertemente influenciado por la geología y tectónica local de cada región (Prieto, 2007).

En los casos de estudio en la presente tesis, hay disponibilidad de los factores de calidad de ondas S (Q_S) que se presentan al analizar cada terremoto o zona en estudio. Ahora bien, se considera la relación propuesta por Udías (1999) para obtener el factor de calidad de ondas P (Q_P) a partir del factor de calidad de ondas S (Q_S):

$$\frac{1}{Q_P} = \frac{4}{3} \left(\frac{\beta}{\alpha} \right)^2 \frac{1}{Q_S} \quad (2.74)$$

donde α y β son las velocidades de ondas P y S en la vecindad de la fuente.

Ángulos incidente y azimutal

El método estocástico para simular acelerogramas propuesto originalmente por Boore (1983, 2003) solamente considera ondas SH. En este caso, el ángulo incidente del rayo es vertical y la partición de energía puede considerarse igual para ambas componentes horizontales.

En este trabajo, se agregan las ondas P y el ángulo incidente a partir de rayos directos que viajan desde cada sub-falla hasta cada estación. Esto implica la descomposición de ondas S en SH y SV, y la estimación de partición de energía en función de los ángulos incidente y azimutal de cada rayo. Para obtener estos ángulos, se consideran los rayos directos propagándose desde el centro de cada sub-falla, atravesando un modelo de velocidad regional 1D a cada estación. Se construye una matriz compuesta por el ángulo incidente y azimutal para cada sub-falla y para cada estación considerada en las simulaciones. La Figura 2.2 muestra esquemáticamente un perfil de subducción, donde a lo largo del *dip* y el *strike* desde cada sub-falla es trazada la dirección que toma el rayo a la estación describiendo su trayectoria según la ley de Snell.

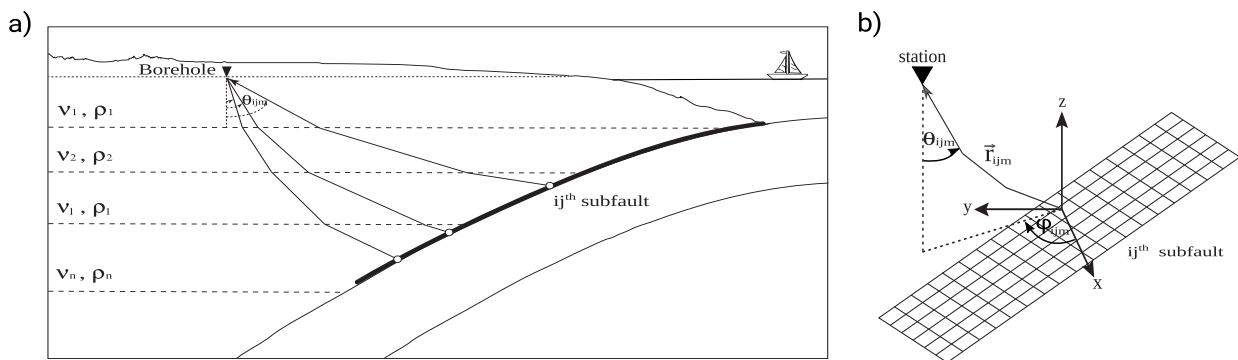


Figura 2.2: a) Modelo esquemático de propagación de rayos directos desde la sub-falla ij hasta una estación, b) Ángulos azimutal ϕ_{ijm} e incidente θ_{ijm} derivados de rayos r_{ijm} viajando desde cada sub-falla ij hasta la estación m .

Factores de Superficie Libre

Este factor incorpora en el modelo el efecto que se produce cuando las ondas sísmicas llegan a la superficie de la Tierra, fundamentado en la reflexión que sufren las ondas sísmicas al llegar a la superficie, de modo que el movimiento experimentado en el punto de observación corresponde a la suma vectorial del desplazamiento producto de una onda incidente y el desplazamiento producto de la onda reflejada.

En las simulaciones, las ondas P y S llegan a cada estación con un ángulo incidente diferente de 90° . El factor de superficie libre (FS) para ondas SH siempre es 2, y para las componentes radiales y verticales de ondas P y SV depende del valor de cada ángulo de incidencia (Evans, 1984; Jiang *et al.*, 1998). La Figura 2.3 muestra gráficamente las expresiones analíticas derivadas en el trabajo de Otarola & Ruiz (2016) y Ruiz *et al.* (2018).

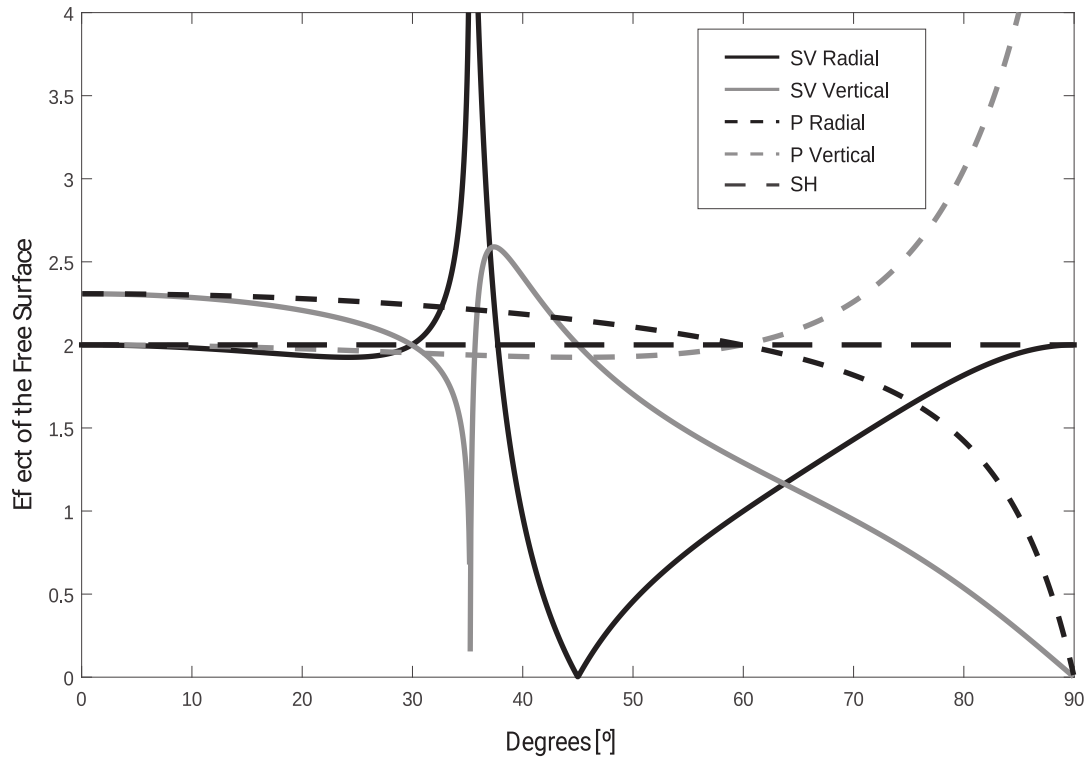


Figura 2.3: Factores de superficie libre de ondas P, SV y SH en sus componentes radiales, tangenciales y verticales según corresponda en función del ángulo incidente.

Partición de Energía

Los factores de partición de energía (EP) dependen del ángulo de incidencia del rayo que se propaga desde cada sub-falla ij hasta cada estación m . El factor de partición de energía para ondas P radial y vertical se muestran en las ecuaciones 2.75 y 2.76, el factor de partición de energía para ondas SV radial y vertical se muestran en las ecuaciones 2.77 y 2.78 y el factor de partición de energía para ondas SH tangencial se muestra en la ecuación 2.79.

$$EP_{rijm}^P = -\sin(\theta_{ijm}) \quad (2.75)$$

$$EP_{zijm}^P = \cos(\theta_{ijm}) \quad (2.76)$$

$$EP_{rijm}^{SV} = \cos(\theta_{ijm}) \quad (2.77)$$

$$EP_{zijm}^{SV} = \sin(\theta_{ijm}) \quad (2.78)$$

$$EP_{tijm}^{SH} = 1 \quad (2.79)$$

donde θ_{ijm} corresponde al ángulo de incidencia de ondas P o S desde cada sub-falla ij hasta la estación m .

Factores de Escalamiento

Los factores de escalamiento son introducidos para dar un balance y conservar la energía radiada total de alta frecuencia desde cada sub-falla. Para obtener el factor de escalamiento de ondas P (H^P), se sigue la idea del factor de escalamiento para ondas S (H^S) propuesto por Motazedian & Atkinson (2005). Sin embargo, acá se considera que la energía radiada total está dada por la suma de la energía radiada de ondas P y S. Las expresiones de H^P y H^S se muestran en las ecuaciones 2.80 y 2.81 respectivamente.

$$H_{ij}^P = \frac{M_0}{M_{0ij}} \sqrt{\frac{\sum \left[\frac{f_k^2}{1+(f_k/f_c^P)^\gamma} \right]^2}{N \sum \left[\frac{f_k^2}{1+(f_k/f_{ci}^P)^\gamma} \right]^2}} \quad (2.80)$$

$$H_{ij}^S = \frac{M_0}{M_{0ij}} \sqrt{\frac{\sum \left[\frac{f_k^2}{1+(f_k/f_c^S)^\gamma} \right]^2}{N \sum \left[\frac{f_k^2}{1+(f_k/f_{ci}^S)^\gamma} \right]^2}} \quad (2.81)$$

donde f_k es la frecuencia k^{th} , M_{0ij} es el momento sísmico escalar asociada a la sub-falla ij^{th} (si todas las subfallas son idénticas, entonces $M_{0ij} = M_0/N$), y γ es el decaimiento espectral en alta frecuencia, dado por el modelo de Brune.

2.2.4. Series de tiempo de aceleración

Para obtener las series de tiempo de aceleración, es necesario aplicar la transformada de Fourier inversa a las ondas P, SV y SH, en sus componentes radiales, tangenciales y verticales según corresponda, asociadas a cada estación y cada sub-falla ij (ecuaciones 2.63, 2.64, 2.65, 2.66, 2.67). Luego, se suman las series de tiempo asociadas a cada sub-falla considerando los factores de escalamiento H^P y H^S , el retardo asociado al tiempo de ruptura t_{Rij} de las subfallas ij y el tiempo de viaje de las ondas sísmicas P y S a la estación m (t_{ijm}^P y t_{ijm}^S). El retardo viene dado por:

$$\Delta t_{ijm}^P = t_{Rij} + t_{ijm}^P \quad (2.82)$$

$$\Delta t_{ijm}^S = t_{Rij} + t_{ijm}^S \quad (2.83)$$

donde Δt_{ijm}^P y Δt_{ijm}^S son los tiempos relativos al retardo existente de las ondas P y S, desde las subfallas ij hasta la estación m . t_{Rij} es el tiempo en que la sub-falla ij comienza a romper, t_{ijm}^P y t_{ijm}^S son los tiempos que demoran en llegar las ondas P y S (respectivamente) desde la sub-falla a la estación.

Las series de tiempo de acelerogramas para ondas P, SV y SH en los sistemas coordenados radial, tangencial y vertical a cada estación, se indican en las ecuaciones 2.84, 2.85, 2.86, 2.87, 2.88.

$$a_{rijm}^P = a_{rijm}^P(t + \Delta t_{ijm}^P) \times H_{ij}^P \quad (2.84)$$

$$a_{zijm}^P = a_{zijm}^P(t + \Delta t_{ijm}^P) \times H_{ij}^P \quad (2.85)$$

$$a_{rijm}^{SV} = a_{rijm}^{SV}(t + \Delta t_{ijm}^S) \times H_{ij}^S \quad (2.86)$$

$$a_{zijm}^{SV} = a_{zijm}^{SV}(t + \Delta t_{ijm}^S) \times H_{ij}^S \quad (2.87)$$

$$a_{tijm}^{SH} = a_{tijm}^{SH}(t + \Delta t_{ijm}^S) \times H_{ij}^S \quad (2.88)$$

Posteriormente las ecuaciones 2.84, 2.85, 2.86, 2.87, 2.88 se rotan en las direcciones EW, NS y UD, considerando el ángulo azimutal de cada rayo arribando a la estación m desde la sub-falla ij . De esta manera el sistema matricial 2.89 pasa a las ecuaciones genéricas 2.90, 2.91 y 2.92.

$$\begin{pmatrix} a_{ijm}^{X-NS} \\ a_{ijm}^{X-EW} \\ a_{ijm}^{X-UD} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos(\phi_{ijm}) & -\sin(\phi_{ijm}) & 0 \\ \sin(\phi_{ijm}) & \cos(\phi_{ijm}) & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} a_{rijm}^X \\ a_{tijm}^X \\ a_{zijm}^X \end{pmatrix} \quad (2.89)$$

$$a_{ijm}^{X-NS} = a_{rijm}^X \cos(\phi_{ijm}) - a_{tijm}^X \sin(\phi_{ijm}) \quad (2.90)$$

$$a_{ijm}^{X-EW} = a_{rijm}^X \sin(\phi_{ijm}) + a_{tijm}^X \cos(\phi_{ijm}) \quad (2.91)$$

$$a_{ijm}^{X-UD} = a_{zijm}^X \quad (2.92)$$

donde el super-índice X puede ser para ondas P, SV o SH según corresponda.

Finalmente, se suma la contribución de todas las ondas de cuerpo asociadas a la activación de cada sub-falla ij hacia la estación m .

$$a_m^{NS}(t) = \sum_{i=1}^{N_L} \sum_{j=1}^{N_W} a_{ijm}^{P-NS} + a_{ijm}^{SV-NS} + a_{ijm}^{SH-NS} \quad (2.93)$$

$$a_m^{EW}(t) = \sum_{i=1}^{N_L} \sum_{j=1}^{N_W} a_{ijm}^{P-EW} + a_{ijm}^{SV-EW} + a_{ijm}^{SH-EW} \quad (2.94)$$

$$a_m^{UD}(t) = \sum_{i=1}^{N_L} \sum_{j=1}^{N_W} a_{ijm}^{P-UD} + a_{ijm}^{SV-UD} \quad (2.95)$$

2.2.5. Funciones de transferencia de amplificación del suelo

Los registros en superficie son obtenidos a partir de los registros de aceleración en el *borehole*, los cuales se convolucionan con las funciones de transferencia de amplificación del suelo (SATF) propuestos por Kausel & Roesset (1981) y Kausel (1994, 2006). Las SATF para cada estación dependen de un perfil de velocidad local que muestra las propiedades del suelo para aplicar procedimiento elastodinámicos, sobre el cual se imponen condiciones de equilibrio. Además, las amplitudes están en función de los ángulos de incidencia de ondas P y SV. En este trabajo, se considera un amortiguamiento constante para cada estrato especificado posteriormente en las simulaciones.

Funciones de transferencia ondas P y SV

Se utiliza el modelo de rigidez para el suelo, propuesto por Kausel & Roesset (1981), donde supone que cada estrato de suelo se puede modelar por una matriz de rigidez o matriz de impedancia, la cual tiene una serie de ventajas sobre otros métodos como por ejemplo Haskell-Thomson (Kausel, 2006). Se cumple la relación:

$$[K(\omega)][u(\omega)] = p(\omega) \quad (2.96)$$

donde $K(\omega)$ es la matriz de rigidez, $u(\omega)$ es el desplazamiento y $p(\omega)$ es la carga, con ω la frecuencia de excitación a la cual se somete el suelo. Implementar esto, implica invertir la matriz de rigidez para cada frecuencia. Si separamos el movimiento vertical y horizontal, se puede escribir:

$$\begin{bmatrix} K_{11}(\omega) & K_{12}(\omega) \\ K_{21}(\omega) & K_{22}(\omega) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} u_1(\omega) \\ u_2(\omega) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} p_1(\omega) \\ p_2(\omega) \end{bmatrix} \quad (2.97)$$

donde el subíndice 1 es el desplazamiento sobre el estrato y el subíndice 2 es el desplazamiento bajo el estrato.

En las siguientes expresiones, se sigue la notación:

$$\begin{aligned} \omega &= \text{frecuencia de excitación} \\ k &= \text{número de onda} \\ h &= \text{espesor de cada estrato} \\ G &= \text{módulo de corte} \\ V_P, V_S &= \text{velocidades de onda P y S} \\ p &= \sqrt{1 - \left(\frac{\omega}{k V_P}\right)^2} \\ s &= \sqrt{1 - \left(\frac{\omega}{k V_S}\right)^2} \end{aligned} \quad (2.98)$$

Además, las expresiones 2.99, 2.100, 2.101, 2.102 incluidas en la matriz de rigidez $K(\omega)$ son expresadas en función de los parámetros p y s descritos en 2.98, tomando en cuenta frecuencias y número de ondas mayores a cero.

$$K_{11} = 2kG \left(\frac{1-s^2}{2D} \begin{bmatrix} \frac{1}{s}(C^p S^s - p s C^s S^p) & 1 - C^p C^s + p s S^p S^s \\ 1 - C^p C^s + p s S^p S^s & \frac{1}{p}(C^s S^p - p s C^p S^s) \end{bmatrix} + \frac{1+s^2}{2} \begin{bmatrix} 0 & 1 \\ 1 & 0 \end{bmatrix} \right) \quad (2.99)$$

$$K_{22} \text{ es idéntico a } K_{11}, \text{ pero los elementos fuera de la diagonal tienen el signo reverso} \quad (2.100)$$

$$K_{12} = 2kG \left(\frac{1-s^2}{2D} \begin{bmatrix} \frac{1}{s}(p s S^p - S^s) & -(C^p - C^s) \\ C^p - C^s & \frac{1}{p}(p s S^s - S^p) \end{bmatrix} \right) \quad (2.101)$$

$$K_{21} = K_{12}^T \quad (2.102)$$

donde se definen las funciones:

$$\begin{aligned}
C^p &= \cosh(kph) \\
C^s &= \cosh(ksh) \\
S^p &= \sinh(kph) \\
S^s &= \sinh(ksh) \\
D &= 2(1 - C^p C^s) + \left(\frac{1}{ps} + ps \right) S^p S^s
\end{aligned} \tag{2.103}$$

La matriz de rigidez del semiespacio es:

$$K_{halfspace} = 2kG \left[\frac{1-s^2}{2(1-ps)} \begin{bmatrix} p & -1 \\ -1 & s \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} 0 & 1 \\ 1 & 0 \end{bmatrix} \right] \tag{2.104}$$

Cuando la frecuencia y/o el espesor del estrato es grande, los elementos K_{12} y K_{21} tienden a cero, mientras que los elementos K_{11} y K_{22} convergen a las impedancias de un semiespacio inferior y superior, respectivamente.

Para el caso de un sistema con $n - 1$ estratos y n interfaces, se puede calcular la matriz de rigidez para cada una, pero es necesario ensamblar la impedancia del sistema, superponiendo apropiadamente las matrices para las capas vecinas de la siguiente forma:

$$K_{global} = \begin{bmatrix} K_{11}^1 & K_{12}^1 & 0 & 0 \\ K_{21}^1 & K_{22}^1 + K_{11}^2 & K_{12}^2 & 0 \\ 0 & K_{21}^2 & K_{22}^2 + K_{11}^3 & K_{12}^3 \\ 0 & 0 & K_{21}^3 & K_{22}^3 + K_{halfspace}^n \end{bmatrix} \tag{2.105}$$

El cálculo de la SATF corresponde al resultado de la razón entre el movimiento $u(\omega)$ del primer estrato y la última que se considere, separando su movimiento vertical del horizontal. En particular, al considerar una onda que se propaga verticalmente ($\theta_{ijm} = 180^\circ$), la razón de componentes verticales de este sistema corresponde a la función de transferencia de onda P y la razón de componentes horizontales de este sistema corresponde a la función de transferencia de onda SV.

En el caso de la incorporación del ángulo de incidencia (θ) diferente al vertical, se pueden realizar las modificaciones al número de onda, mediante el sistema:

$$\begin{aligned}
k_x &= \frac{\omega}{V} \sin(\theta) \\
k_z &= \frac{\omega}{V} \cos(\theta)
\end{aligned} \tag{2.106}$$

$$k_{xrj} = \frac{\omega}{V} \sqrt{\sin^2(\theta) - \left(\frac{V}{V_l} \right)^2} \tag{2.107}$$

donde V es la velocidad de onda (V_p o V_s), r corresponde a p o s según corresponda (sistema 2.98) y l es el índice del estrato inferior.

Funciones de transferencia onda SH

Se consideran depósitos de suelo constituidos por una secuencia de n estratos con distintas propiedades (Figura 2.4).

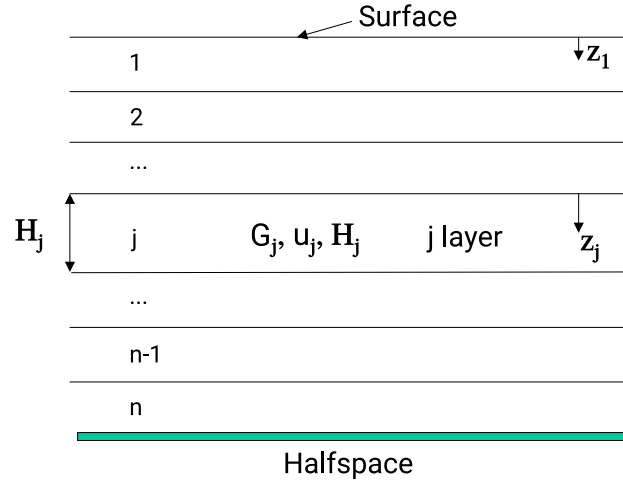


Figura 2.4: Modelo de n estratos de suelo.

Se utiliza la imposición de equilibrio dinámico en un elemento de suelo sometido a esfuerzos de corte, donde se considera un medio de comportamiento viscoelástico, teniendo que $\tau = G\gamma + c\dot{\gamma}$.

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = G \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} + c \frac{\partial^3 u}{\partial t \partial z^2} \quad (2.108)$$

donde ρ es la densidad del medio, G es el módulo de rigidez al corte elástico, c la constante de amortiguamiento viscoso, u es el movimiento horizontal del suelo, $\partial u / \partial z$ es la deformación de corte, t y z son variables de tiempo y espacio respectivamente.

Para resolver 2.108, se impone una solución típica para una ecuación de derivadas parciales, que en cada estrato j estaría definida como

$$u_j(z, t) = E_j e^{i(k_j z_j + \Omega t)} + F_j e^{-i(k_j z_j - \Omega t)} \quad (2.109)$$

donde $k = \Omega \frac{\rho}{G}$ es el número de onda complejo y z_j es la variable espacial definida en la Figura 2.4. E y F son constantes que representan la amplitud.

Definiendo H_j como el espesor de cada estrato, se tiene que la solución de $u_j(z, t)$ debe satisfacer las siguientes condiciones de borde:

$$u_j(z_j = H_j) = u_{j+1}(z_{j+1} = 0) \quad (2.110)$$

$$\tau_j(z_j = H_j) = \tau_{j+1}(z_{j+1} = 0) \quad (2.111)$$

lo cual se traduce en que debe existir una continuidad entre el estrato j y $j + 1$ en cuanto al desplazamiento y los esfuerzos de corte.

La condición 2.110 implica que:

$$E_{j+1} + F_{j+1} = E_j e^{ik_j H_j} + F_j e^{-ik_j H_j} \quad (2.112)$$

Además extendiendo el desarrollo del modelo viscoelástico se tiene que:

$$\begin{aligned}\tau_j &= G_j \left(\frac{\partial u_j}{\partial z_j} \right) + c_j \left(\frac{\partial^2 u_j}{\partial t \partial z} \right) \\ \tau_j &= (G_j + ic_j \Omega) (E_j e^{ik_j z_j} - F_j e^{-ik_j z_j}) ik_j e^{i\Omega t}\end{aligned}\quad (2.113)$$

Al aplicar la ecuación 2.113 en 2.111:

$$E_{j+1} - F_{j+1} = \frac{G_j + ic_j \Omega}{G_{j+1} + ic_{j+1} \Omega} \frac{k_j}{k_{j+1}} (E_j e^{ik_j H_j} - F_j e^{-ik_j H_j}) \quad (2.114)$$

Definiendo $\Delta_j = \frac{G_j + ic_j \Omega}{G_{j+1} + ic_{j+1} \Omega} \frac{k_j}{k_{j+1}}$ y notando que $G + ic\Omega = G^*$ corresponde al módulo de corte complejo, se tiene que:

$$\Delta_j = \sqrt{\frac{G_j^* \rho_j}{G_{j+1}^* \rho_{j+1}}} \quad (2.115)$$

expresión que define la impedancia compleja. Luego:

$$E_{j+1} - F_{j+1} = \Delta_j (E_j e^{ik_j H_j} - F_j e^{-ik_j H_j}) \quad (2.116)$$

De las ecuaciones 2.112 y 2.116, se obtienen las amplitudes

$$E_{j+1} = \frac{1}{2} \left[E_j (1 + \Delta_j) e^{ik_j H_j} + F_j (1 - \Delta_j) e^{-ik_j H_j} \right] \quad (2.117)$$

$$F_{j+1} = \frac{1}{2} \left[E_j (1 - \Delta_j) e^{ik_j H_j} + F_j (1 + \Delta_j) e^{-ik_j H_j} \right] \quad (2.118)$$

Luego, si consideramos la superficie libre en que $z_1 = 0$, entonces:

$$\tau(z_1 = 0) = 0 \quad (2.119)$$

$$\frac{\partial u}{\partial z}(z_1 = 0) = 0 \quad (2.120)$$

Dado esto, se tiene que $E_1 = F_1$ y que el desplazamiento en superficie es $u_1 = 2E_1 e^{i\Omega t}$.

Continuando con la iteración, es posible obtener E_2 y F_2 en función de E_1 y así sucesivamente, teniendo que las expresiones para $E_{halfspace}$ y $F_{halfspace}$ (estratos de roca) son proporcionales a E_1 .

Entonces, es posible evaluar el factor de amplificación de la base rocosa y la superficie libre como

$$A_1 = \frac{2E_1 e^{i\Omega t}}{(E_{n+1} + F_{n+1}) e^{i\Omega t}} = \frac{2E_1}{ME_1 + NE_1} = \frac{2}{M+N} \quad (2.121)$$

Finalmente se calcula la SATF, relacionando el movimiento en una capa inferior con el que ocurre en la superior, por lo tanto:

$$FT(\omega) = \frac{E_i + F_i}{E_j + F_j} \quad (2.122)$$

Capítulo 3

Acelerogramas sintéticos en borehole y en superficie para el terremoto Mw 9.0 de Tohoku-Oki de 2011

3.1. Introducción

El 11 de marzo del 2011 a las 5:46:18 (UTC) ocurrió el mega-terremoto de Tohoku-Oki M_w 9,0, cuyo hipocentro determinado por la Japan Meteorological Agency (JMA) se localizó a los $38,103^\circ N$, $142,861^\circ E$ y a una profundidad de 24 km. Es el evento sísmico más grande registrado instrumentalmente en Japón, generando miles de víctimas fatales, daños medioambientales y monetarios (Kazama & Noda, 2012). Su secuencia sísmica fue muy bien registrada por una densa red de estaciones sísmicas y geodésicas, que incluso se sitúan en el fondo oceánico junto a sensores de tsunami. Por esta razón, es el terremoto mejor estudiado hasta la fecha.

Desde junio de 1996 con el terremoto superficial M_w 6,9 de Kobe (Kinoshita, 1998), el National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience (NIED) despliega paulatinamente las redes sismológicas K-net y KiK-net. La red K-net consiste en más de 1000 estaciones con acelerómetros distribuidos cada 20 km uniformemente espaciadas e instaladas en la superficie. La red KiK-net consiste de un despliegue aproximado de 700 estaciones con acelerómetros de alta sensibilidad los cuales constituyen un arreglo de dos estaciones en un mismo sitio, uno ubicado en profundidad (*borehole*) y otro en superficie. Además, para cada sitio está indicado el perfil geotécnico del suelo con su estratigrafía 1D de velocidad de onda P y S.

Redes sismológicas como K-net y KiK-net registraron extensamente la secuencia sísmica del terremoto M_w 9,0 de Tohoku-Oki. En particular, la red KiK-net ha permitido que se realicen estudios relacionados al comportamiento del suelo durante grandes terremotos (Bonilla *et al.*, 2011; Ghofrani *et al.*, 2013a; Roten *et al.*, 2013; Pavlenko, 2016). Estos datos nos permiten comparar los registros de *strong motion* con los acelerogramas sintéticos en Japón. El modelamiento apropiado de registros de aceleración de altas frecuencias obtenidos en *borehole* y en la superficie es un desafío que puede abordarse usando diferentes técnicas para simular registros de movimiento fuerte (Douglas & Aochi, 2008). Una de las técnicas de simulación más aceptadas da cuenta de una aproximación estocástica del problema, el cual fue propuesta por Boore (1983) y posteriormente mejorada con nuevos parámetros físicos (Beresnev & Atkinson, 1997; Boore, 2003; Motazedian

& Atkinson, 2005; Otarola & Ruiz, 2016; Ruiz *et al.*, 2018). Este método está basado en la idea de que las altas frecuencias del movimiento fuerte tienen un comportamiento aleatorio que puede ser modelado en tiempo y en frecuencias. El modelo espectral de Brune (1970) es utilizado para modular los registros en el dominio de las frecuencias, donde la influencia del suelo es considerada ya sea por los parámetros kappa o f_{max} (Hanks, 1982; Anderson & Hough, 1984), o explícitamente adoptando un filtro espectral (Beresnev & Atkinson, 1998; Atkinson & Silva, 2000; Ghofrani *et al.*, 2013b; Otarola & Ruiz, 2016; Ruiz *et al.*, 2018).

El terremoto de Tohoku-Oki muestra diferentes emisiones de ondas sísmicas a lo largo del *dip* (Tajima *et al.*, 2013; Lay, 2017). Los modelos de distribución de deslizamientos cosísmicos asociados a este terremoto se han inferido con múltiples metodologías, usando registros sísmicos regionales y/o telesísmicos, variaciones de deformación estática, señales de tiempo geodésicas, observaciones de tsunami o inversiones conjuntas, cada una con sus limitaciones y sesgos. En general, estos modelos cosísmicos muestran que el deslizamiento máximo se concentra cercano a la fosa, al este del hipocentro con deslizamiento máximo de 50 m (Yagi & Fukahata, 2011; Lay, 2017). Sin embargo, cuando se analizan los datos regionales de acelerogramas, la radiación de alta frecuencia emergería desde zonas más profundas. Aparentemente, la zona del *down-dip* habría controlado las ondas que se observan en los registros de aceleración. Kurahashi e Irikura (2011, 2013) y Asano e Iwata (2012) proponen que el movimiento fuerte estuvo controlado por cuatro o cinco áreas de generación de altas frecuencias (SMGA) que se localizarían al oeste del hipocentro y que cada una tendría independientemente una alta caída de esfuerzo (Kurahashi e Irikura, 2011). En efecto, analizando modelos de *back-projection* en alta frecuencia con inversiones cinemáticas de deslizamiento cosísmico en baja frecuencia, Satriano *et al.* (2014) sugiere que los cambios en el *dip* y los contrastes en las litologías entre corteza/slab y manto/slab podrían influir en el acoplamiento, que junto a una alta acumulación de esfuerzo resulta en una radiación de altas frecuencias durante la ruptura que estarían ubicados en zonas con un relativo bajo deslizamiento cosísmico. Ghofrani *et al.* (2013a) genera acelerogramas sintéticos en *borehole* utilizando los SMGA propuestos sumado a un *background* con deslizamiento aleatorio o una distribución de deslizamiento pre-escrita (modelo cosísmico), aplicando el software EXSIM (Boore, 2009), además usa factores de amplificación para obtener registros en suelo (Ghofrani *et al.*, 2013b).

En este capítulo, se simulan los registros de aceleración de 18 estaciones localizados en *borehole* y en superficie para el evento principal, y otras 8 estaciones para una de sus réplicas de magnitud M_w 6,9 ocurrida el 23 de junio del 2011 frente a las costas de Honshu, al noreste de Japón (Figura 3.1). Las simulaciones se llevaron a cabo siguiendo la metodología propuesta por Otarola & Ruiz (2016), quienes consideran la influencia de ondas P y SV en adición a las ondas SH para mejorar la simulación de acelerogramas en roca dura en sus componentes EW, NS y UD. Adicionalmente, se implementan funciones de transferencia de amplificación del suelo (SATF) para ondas P, SV y SH propuestas por Kausel & Roesset (1981) y Kausel (1994, 2006) para obtener las tres componentes de registros de aceleración en superficie. El objetivo principal de este capítulo es validar la metodología propuesta en el Capítulo 2 con un terremoto de gran tamaño registrado por instrumentos de *strong motion*.

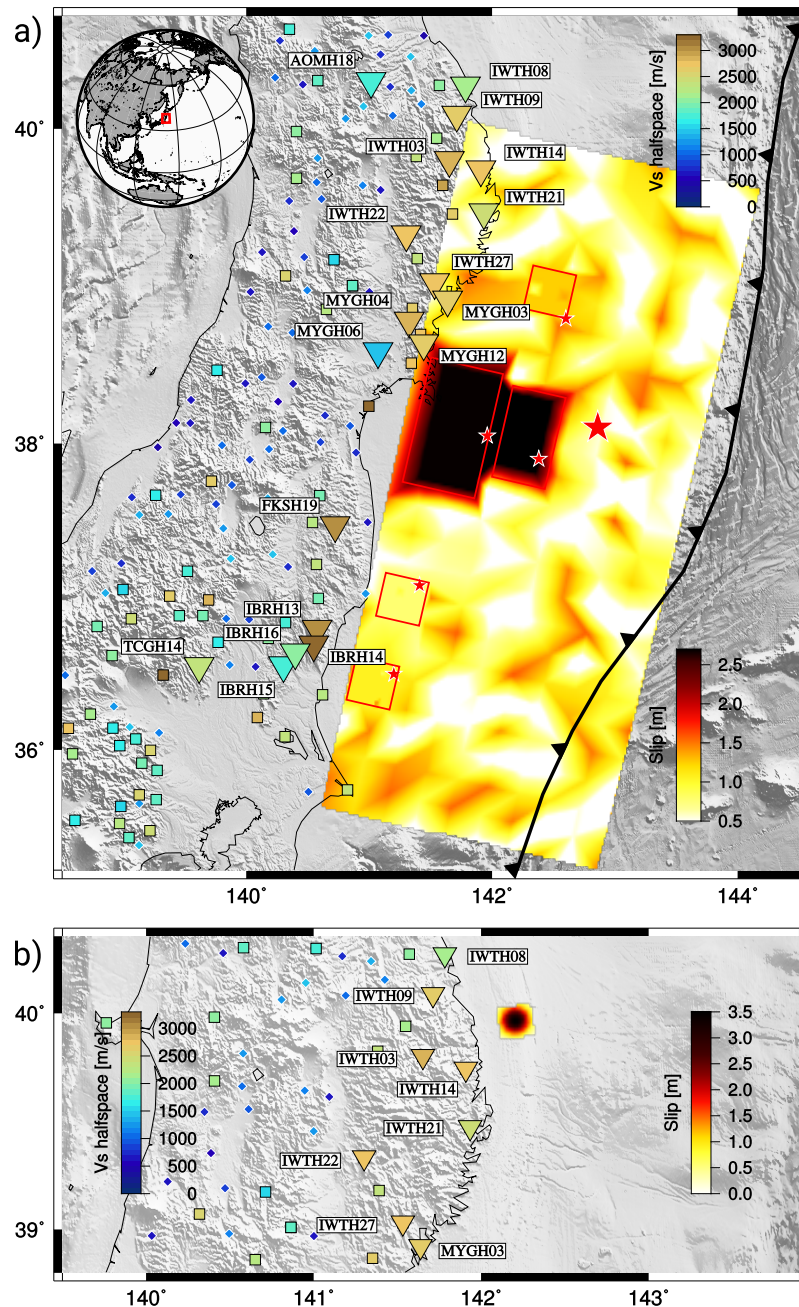


Figura 3.1: Distribución de deslizamiento y estaciones KiK-net utilizadas para esta simulación. Los colores de los triángulos invertidos, cuadrados y diamantes corresponden a la velocidad V_S del estrato donde está situado el sensor del *borehole*. En esta última capa, los triángulos invertidos y cuadrados representan estaciones que tienen un $V_S \geq 1500$ m/s y los diamantes representan estaciones que tienen un $V_S < 1500$ m/s. Los triángulos invertidos son las estaciones donde se simularon registros. a) Modelo de deslizamiento para terremoto M_w 9,0 Tohoku-Oki 2011, basado en Ghofrani *et al.* (2013b), quien usa un *background* de deslizamiento aleatorio en adición a los SMGA propuestos por Kurahashi e Irigura (2011). La estrella de mayor tamaño indica el epicentro del terremoto y las estrellas de menor tamaño indican los epicentros de cada SMGA (ver Tabla 3.1). b) Modelo de deslizamiento para réplica M_w 6,9 representado por un área de 20 km x 20 km, con una propagación radial de la ruptura a partir del hipocentro (ver Tabla 3.2).

3.2. Acelerogramas y distribución de deslizamiento

Se considera la red de estaciones KiK-net por estar instaladas en el *borehole* y superficie, así como la disponibilidad de una caracterización del suelo con sus perfiles 1D de velocidad de ondas P y S, en desmedro de la red K-net que sólo posee estaciones en superficie (<http://www.kyoshin.bosai.go.jp/>, último acceso en marzo 2018). La caracterización geotécnica del suelo es usada para calcular las SATF. Con respecto a la selección de las estaciones, por un lado se escoge un grupo cuyo sensor en el *borehole* esté ubicado en una capa con una velocidad de onda S mayor a 1500 m/s, ya que se busca que estas estaciones estén instaladas en un medio compacto puesto que la metodología estocástica originalmente se define para sitios de roca dura, sin la ampliación del suelo (Otarola & Ruiz, 2016). Por otro lado, se descartan las estaciones que estén muy alejadas de la fuente sísmica, ya que muchas de ellas están dominadas por ondas superficiales. Estas restricciones reducen el número de estaciones disponibles, y se explica por las condiciones que debe cumplir la estación a simular con el método estocástico de falla finita (Otarola & Ruiz, 2016) donde, en primera instancia, se simulan registros en roca dura, y además la aproximación estocástica solo reproduce ondas de cuerpo. Finalmente, para las simulaciones se escoge un sub-grupo de estaciones con una buena distribución azimutal y cercano a la fuente sísmica correspondiente.

Tabla 3.1: Parámetros de fuente para el terremoto M_w 9,0 de Tohoku-Oki.

Parámetro	Valor o función	Referencia
Hipocentro	Latitud; Longitud; Profundidad 38,103°; 142,860°; 23,7 km	JMA
Plano Background	L; W; Strike; Dip; Rake; subfallas 525 km; 235 km; 13°; 10°; 90°; 25 × 10	Este estudio
Distribución deslizamiento Background	Deslizamiento aleatorio	Este estudio
SMGA	L; W; Strike; Dip; Profundidad; subfallas 62,4 km; 41,6 km; 13°; 10°; 28,03 km; 6 × 4 41,6 km; 41,6 km; 13°; 10°; 28,53 km; 4 × 4 93,6 km; 52,0 km; 13°; 10°; 35,43 km; 9 × 5 38,5 km; 38,5 km; 13°; 10°; 39,53 km; 5 × 5 33,6 km; 33,6 km; 13°; 10°; 40,73 km; 7 × 7	Kurahashi e Irikura (2011)
Magnitud de momento (M_w) para Background y SMGA	8,925; 8,21; 7,87; 8,39; 7,69; 7,70	Kurahashi e Irikura (2011)
Caída de esfuerzo (bar) para Background y SMGA	35; 413; 236; 295; 164; 260	Kurahashi e Irikura (2011) Ghofrani <i>et al.</i> (2013b)
Desfase de tiempo (s) para rupturas de SMGA	15,64; 66,42; 68,41; 109,71; 118,17	Kurahashi e Irikura (2011)
Velocidades de ondas α y β en la vecindad de la fuente	6,95 km/s; 3,95 km/s	Matsubara <i>et al.</i> (2008)
Velocidad de ruptura	2,88 km/s	Yagi & Fukahata (2011)
Densidad	2,8 g/cm ³	Ghofrani <i>et al.</i> (2013b)
Patrón de radiación promedio	$\langle R^P \rangle = 0,516$ $\langle R^{SV} \rangle = 0,535$ $\langle R^{SH} \rangle = 0,325$	valores deducidos de las ecuaciones de Onishi & Horike (2004)
Porcentaje máximo de activación	100%	Este estudio

La Figura 3.1 muestra toda la red de estaciones KiK-net que satisfacen los criterios antes mencionados, así como las simulaciones de registros en 18 estaciones para el terremoto principal y las 8 estaciones para la réplica. La Figura 3.1a muestra los SMGA usados para el terremoto M_w 9,0 Tohoku Oki (2011), el cual fue replicado de Kurahashi e Irikura (2011), además se agregó un deslizamiento aleatorio como *background*, cuidando de ser consistente y conservar el momento sísmico

total $M_0 = 4,02 \times 10^{22}$ Nm, equivalente a una magnitud M_w 9,0 (Tabla 3.1). La Figura 3.1b muestra la distribución de deslizamiento considerada para simular la réplica M_w 6,9 del 23 de junio del 2011. Se aplicó un modelo de ruptura con deslizamiento gaussiano con un máximo deslizamiento de 3,3 m y con un radio de 10 km que corresponde a un momento sísmico total de $2,85 \times 10^{19}$ Nm equivalente a una magnitud M_w 6,9 (Tabla 3.2). Los registros sintéticos y observados son filtrados entre 0,01 y 20 Hz usando un filtro pasabanda Butterworth de orden 4.

Tabla 3.2: Parámetros de fuente para el terremoto M_w 6,9, réplica del 23 de junio 2011.

Parámetro	Valor o función	Referencia
Hipocentro	Latitud; Longitud; Profundidad 39,955°; 142,205°; 33 km	NEIC
Plano Background	L; W; Strike; Dip; Rake; subfallas 20 km; 20 km; 189°; 20°; 90°; 10 × 10	Este estudio Mecanismo focal del NEIC
Distribución deslizamiento Background	Distribución gaussiana con máximo 3,4 m	Este estudio
Magnitud de momento (M_w)	6,9	JMA
Caída de esfuerzo (bar)	70	Seno (2014)
Velocidades de ondas V_P y V_S en la vecindad de la fuente	7,15 km/s; 4,2 km/s	Matsubara <i>et al.</i> (2008)
Velocidad de ruptura	2,5 km/s	Este estudio
Densidad	3,2 g/cm ³	Este estudio
Patrón de radiación promedio	$\langle R^P \rangle = 0,516$ $\langle R^{SV} \rangle = 0,492$ $\langle R^{SH} \rangle = 0,397$	valores deducidos de las ecuaciones de Onishi & Horike (2004)
Porcentaje máximo de activación	100%	Este estudio

3.3. Metodología

La metodología empleada tiene dos etapas principales. Primero, se simulan acelerogramas en los sensores localizados en el *borehole*. Se usa la metodología propuesta por Otarola & Ruiz (2016) para simular ondas P, SV y SH. Esta simulación estocástica incluye: ángulos incidentes (θ_{ijm}) y azimutal (ϕ_{ijm}) obtenidos de la propagación de ondas P y S desde la falla finita discretizada hasta la estación, pasando por un medio regional de capas planas con velocidades de ondas P y S en cada estrato (Figura 3.2), además incluye factores de superficie libre (FS) y partición de energía (EP).

Para considerar los efectos de la fuente, el terremoto principal M_w 9,0 se considera que la ruptura se propaga a una velocidad de 2,88 km/s (Yagi & Fukahata, 2011) y que cada SMGA propuesto por Kurahashi e Irikura (2011) se va activando según un tiempo de desfase a medida que se propaga la ruptura sobre un *background* de 525 km x 235 km discretizado en 250 subfallas (Tabla 3.1). Para la réplica M_w 6,9, se asume que la ruptura se propaga a una velocidad de 2,5 km/s sobre un plano de falla de 20 km x 20 km discretizado en 100 subfallas (Tabla 3.2). Además se calculan los factores de superficie libre para estos terremotos, observando que al aplicar la ley de Snell considerando el modelo de velocidades se obtiene un rango de ángulos incidentes a partir de cada sub-falla entre 12° a 52° (Figura 3.3).

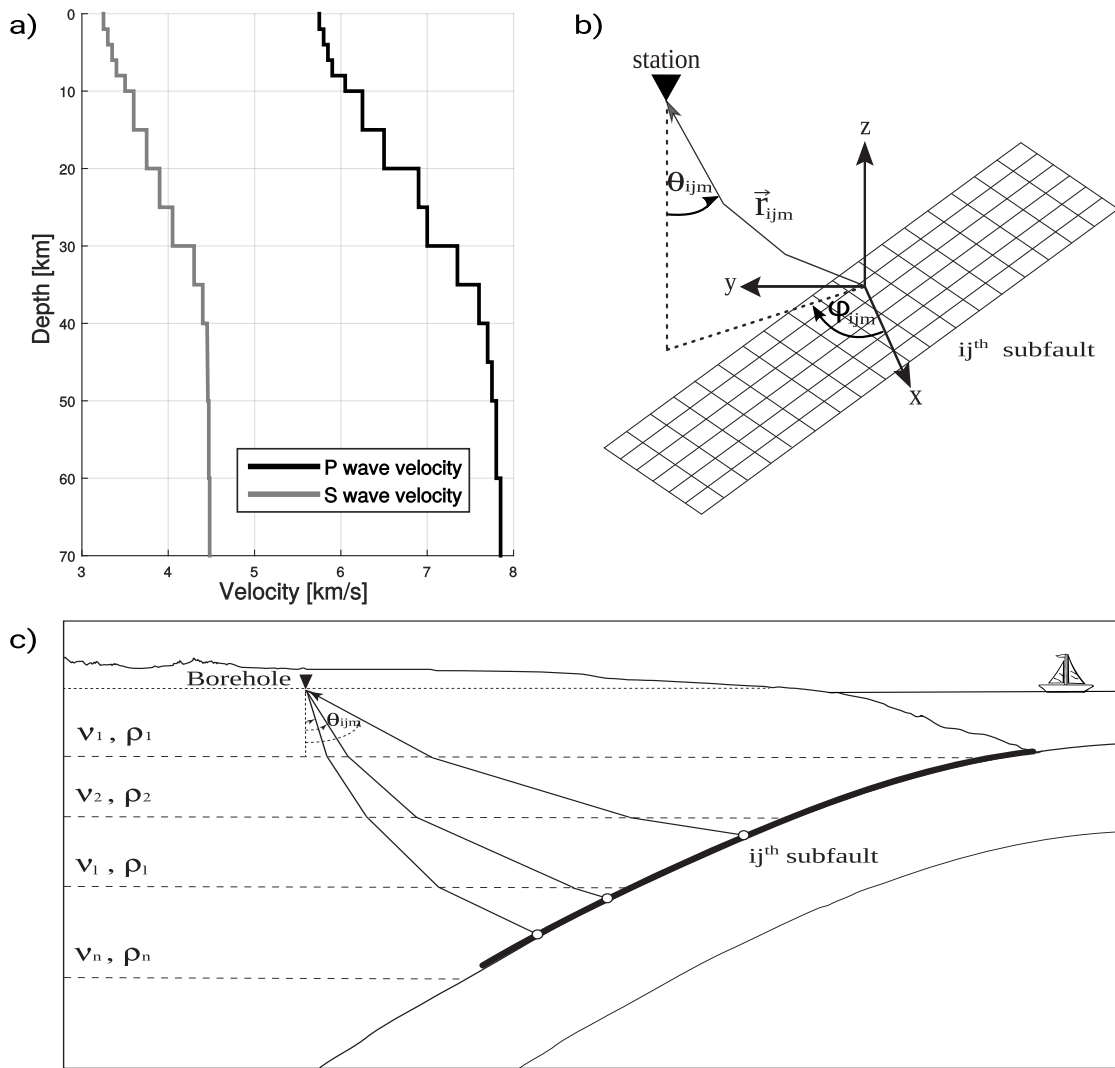


Figura 3.2: Modelo esquemático rayos directos que emergen desde la fuente y se propagan a través de un modelo 1D de velocidades regionales en un perfil de subducción de Japón. a) Modelo de velocidades de ondas P y S considerados. b) Ángulos azimutal ϕ_{ijm} e incidente θ_{ijm} derivados de rayos r_{ijm} viajando desde cada sub-falla ij hasta la estación m . c) Rayos directos propagándose en un perfil de subducción de Japón.

Dentro de los efectos de trayectoria implementados se considera la atenuación que experimentan las ondas sísmicas en su propagación, separando el efecto de la atenuación según el factor de calidad (Q) y el de las reflexiones según la dispersión geométrica ($G(R)$). En especial, para el factor de calidad, se ocupa la definición propuesta por Ghofrani & Atkinson (2011), quienes separan dos dominios: antearco y trasarco, determinados por la tectónica regional de Japón, y cuyo factor de calidad variará dependiendo de la frecuencia (Tabla 3.3) donde, en el rango de frecuencias entre $0,64 < f < 3,66$ Hz para el antearco y $0,2 < f < 0,39$ Hz para el trasarco, se asume un comportamiento lineal.

Finalmente, al considerar los efectos del suelo (Tabla 3.4), en esta primera parte se utiliza una amplificación del suelo unitario $Amp(f)_{mB} = 1$, pues se asume que la simulación es en roca dura, y por tanto no se ve afectada por suelo poco consolidado.

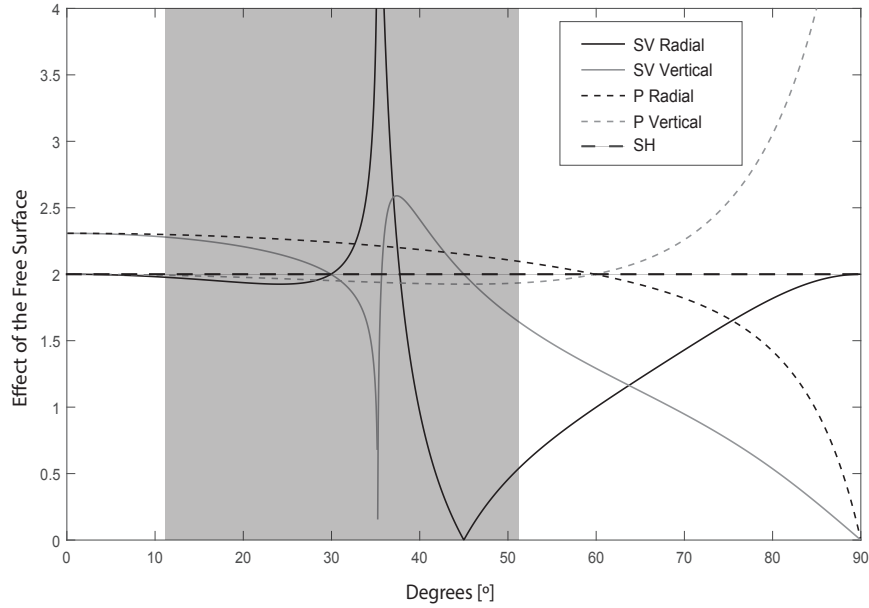


Figura 3.3: Factores de superficie libre de ondas P, SV, SH radiales, tangenciales y verticales según corresponda en función del ángulo incidente. La zona gris corresponde al rango de ángulos incidentes que se obtienen como salida para el terremoto de Tohoku-Oki y la réplica descrita.

En una segunda etapa, las ondas P, SV y SH generadas en roca dura, son convolucionadas con las SATF asociadas a cada tipo de onda. Las SATF de ondas P, SV y SH son calculados entre la superficie y la roca dura donde está instalado el sensor del *borehole*. Las expresiones matemáticas usadas son adaptaciones de los trabajos de Kausel & Roesset (1981), Kausel (1994, 2006) (Tabla 3.4). Se usa un modelo de velocidad V_S somero de cada estación simulada de la red KiK-net, y se infiere el modelo de velocidad V_P considerando una razón de Poisson constante de 0,25. Para las SATF se fija un amortiguamiento del 10%, pero con estudios geotécnicos de mayor detalle estos valores se podrían mejorar, incluyendo una variación del amortiguamiento por estrato de suelo.

Tabla 3.3: Parámetros de trayectoria para el terremoto M_w 9,0 y su réplica M_w 6,9.

Parámetro	Valor o función	Referencia
Duración T_{gm}	$107,67 + 0,1208 R_{hypo}$ si $M_w \geq 8,8$ $0,0015 \times 10^{0,5 M_w} + 0,02 R_{hypo}^{1,04}$ si $6,8 \leq M_w \leq 7,4$	Ghofrani <i>et al.</i> (2013b); Joshi (2014)
Atenuación geométrica	R_{ijm}^{-1}	Ghofrani <i>et al.</i> (2013b)
Factor de calidad onda S (Q_S) y onda P (Q_P) (ecuación 2.74)	Antearco: $Q(f) = \begin{cases} 300 & \text{si } f \leq 0,64 \text{ Hz} \\ 150 f^{1,3} & \text{si } f \geq 3,65 \text{ Hz} \end{cases}$ Trasarco: $Q(f) = \begin{cases} 100 & \text{si } f \leq 0,2 \text{ Hz} \\ 165 f^{0,65} & \text{si } f \geq 0,39 \text{ Hz} \end{cases}$	Ghofrani & Atkinson (2011)

La Figura 3.4 muestra los perfiles de velocidad V_S y las SATF para las estaciones MYGH04 e IWTH21. Se puede observar que los períodos cortos tienen una mayor variabilidad dependiendo del ángulo de incidencia, teniendo una variación máxima de hasta 5 veces dentro del rango de ángulos incidentes considerados para simular los acelerogramas de este terremoto y su réplica.

Tabla 3.4: Parámetros de sitio para el terremoto M_w 9,0 y su réplica M_w 6,9.

Parámetro	Valor o función	Referencia
Filtro kappa κ	0,03s	Ghofrani <i>et al.</i> (2013b)
Amplificación del suelo	Funciones de transferencia (SATF)	Kausel & Roesset (1981), Kausel (1994, 2006)

Por último, las amplificaciones del suelo en superficie son varias veces mayor en amplitud que en el *borehole* para los períodos fundamentales del suelo y en algunos casos para los modos de vibraciones altos del suelo. En el resto de las estaciones, los sitios presentan valores similares de amplificación entre el sensor situado en el *borehole* como en superficie (Apéndice A.1).

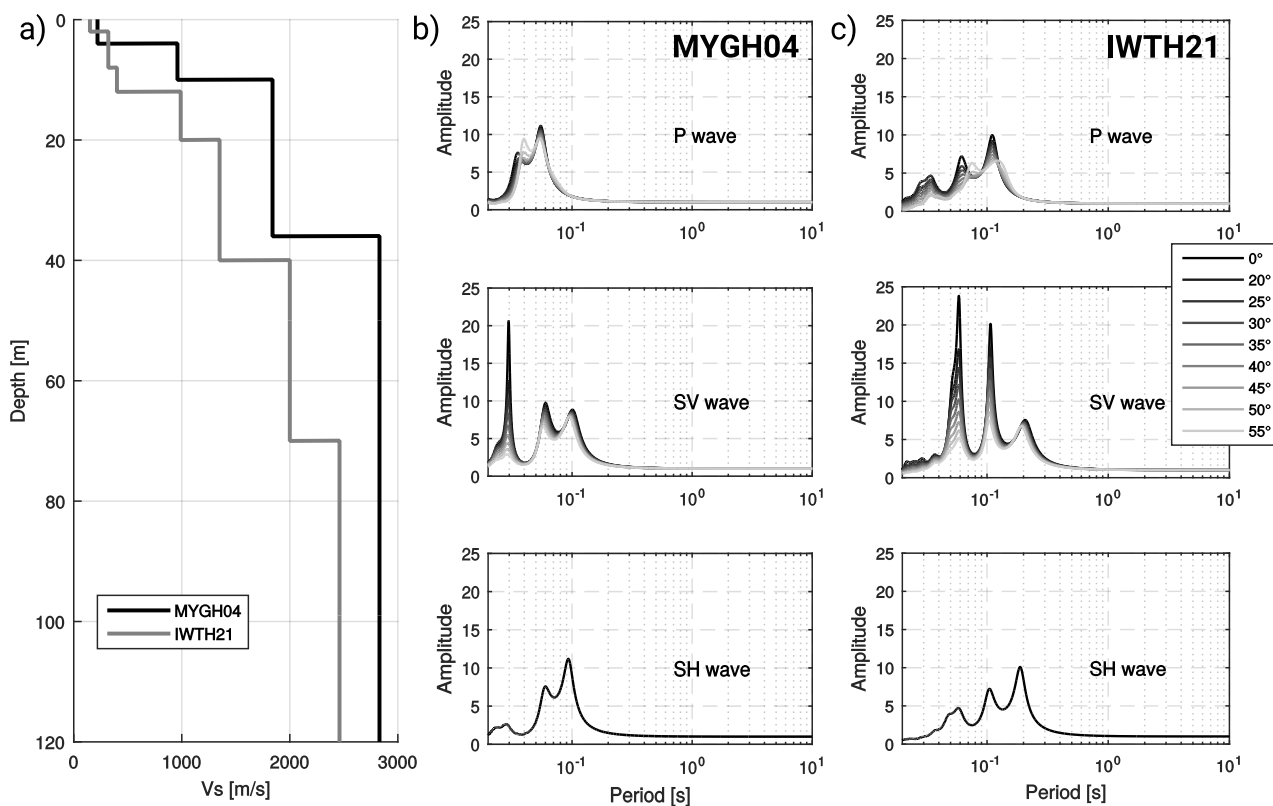


Figura 3.4: a) Modelos de velocidad V_s de las estaciones MYGH04 e IWTH21. La profundidad del sensor en el *borehole* corresponde en ambos casos a los 100 metros. b) y c) corresponden a las SATF para ondas P, SV y SH de cada estación. Los ángulos en escala de colores grises corresponde al ángulo incidente.

3.4. Resultados

Se generaron registros de aceleración en *borehole* y en superficie. La metodología propuesta en el Capítulo 2 incorpora nuevos parámetros que permiten simular ondas P, SV y SH. Primero, se simulan los acelerogramas de una réplica de magnitud M_w 6,9 ocurrida el 23 de junio del 2011. Sin embargo, este terremoto no ha sido estudiado en detalle, por lo cual se modeló su ruptura con una única aspereza (Tablas 3.2, 3.3, 3.4). Para la réplica, se realizan 3 pruebas con diferente valores de caída de esfuerzo (30, 70 y 150 bar), con el fin de observar la influencia de este parámetro físico en la modelación; el modelo preferido considera una caída de esfuerzo de 70 bar, con el cual se obtienen los mejores ajustes entre los datos simulados y observados. La simulación usando 30 bar subestima la aceleración y, al contrario, usando 150 bar, se sobreestima la observación (Apéndice A.4). Sin embargo, estudios sismológicos en detalle son necesarios, porque las simulaciones dependen fuertemente de la cinemática de la distribución de deslizamientos para cada terremoto que se quiera simular.

La Figura 3.5 muestra la simulación de ondas P, SV y SH para la réplica M_w 6,9 tanto en *borehole* como en superficie, considerando el sistema de coordenadas EW, NS y UD en la estación IWTH21. Se puede observar que las series de tiempo poseen diferencias en tiempo y en amplitud asociadas a las características de cada tipo de ondas P, SV y SH. La contribución asociada a cada sub-falla permite que la simplicidad impuesta en las características de la fuente se refleje en las ondas simuladas, generando un solo paquete de ondas que representa el terremoto. Es importante notar que las amplitudes simuladas para cada onda dependen de los factores de partición de energía y factores de superficie libre que están fuertemente controlados por los ángulos de incidencia con el cual el rayo llegue a la estación. En el caso particular de la réplica M_w 6,9, se observa que en las componentes horizontales la amplitud de la onda P es menor a la componente vertical para el caso del *borehole*, pero en la simulación de superficie estas suelen cambiar a causa de las SATF que influyen en cada tipo de onda.

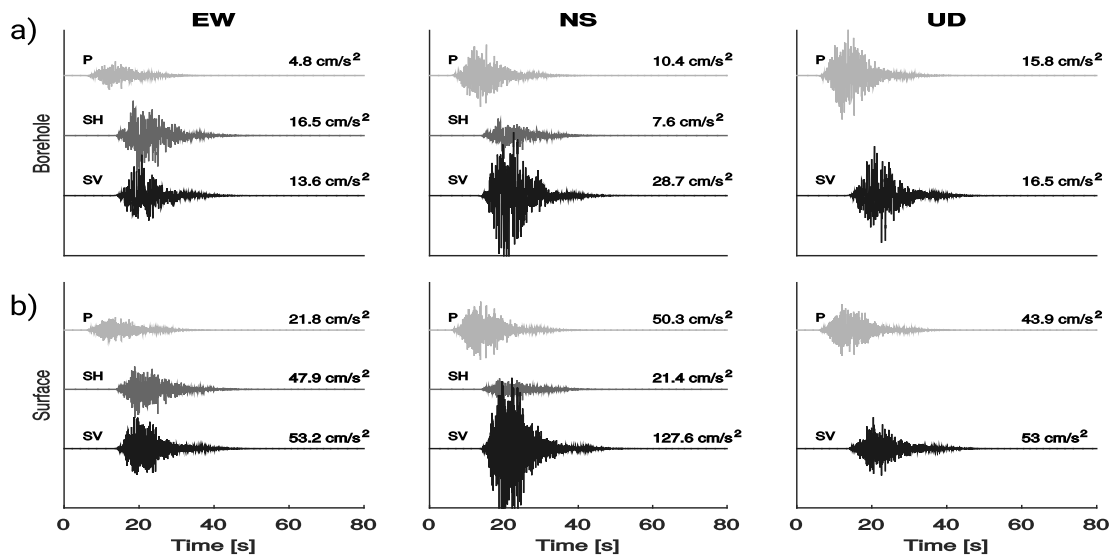


Figura 3.5: Ondas P, SH y SV generadas para la réplica de Tohoku-Oki ocurrida el 23 de junio del 2011 en la estación IWTH21. Los números indican el valor del PGA. a) Acelerogramas en *borehole*. b) Acelerogramas en superficie.

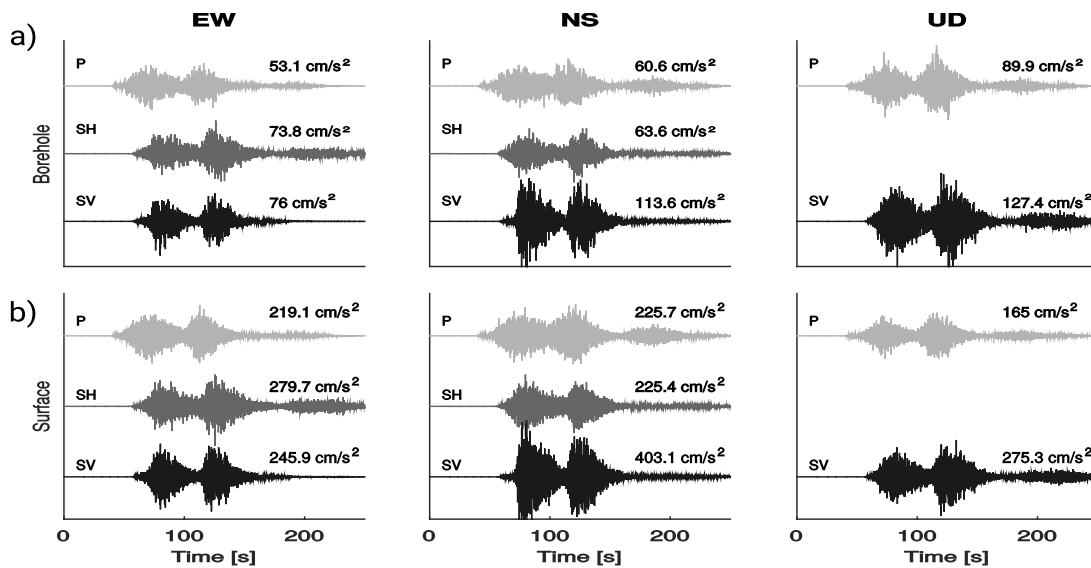


Figura 3.6: Ondas P, SH y SV generadas para el terremoto principal de Tohoku-Oki en la estación MYGH04. Los números indican el valor del PGA. a) Acelerogramas en *borehole*. b) Acelerogramas en superficie.

Para el terremoto $M_w 9,0$ de Tohoku-Oki, se consideran los parámetros de fuente, trayectoria y sitio propuestos en las Tablas 3.1, 3.3, 3.4 respectivamente. La Figura 3.6 muestra el resultado de la simulación en la estación MYGH04 para los registros en *borehole* y en superficie. En este caso, se observa la complejidad de la fuente simulando dos grandes paquetes de ondas, asociadas principalmente a las SMGA de mayor tamaño. También se aprecian desfases temporales debido a la diferencia entre velocidades de ondas P y S (V_P y V_S respectivamente) y velocidad de ruptura, que permiten el retardo de la contribución de *strong motion* de cada sub-falla.

Se puede apreciar el efecto de las SATF al comparar las ondas P, SV y SH simuladas en *borehole* y en superficie (Figuras 3.5 y 3.6). Para las estaciones IWTH21 y MYGH04 la diferencia de amplitudes entre el *borehole* y la superficie es de ~ 4 veces en cada tipo de onda, lo que explica la influencia de los depósitos poco consolidados en la amplitud que se observa para los registros en superficie.

Los resultados finales se muestran en las Figuras 3.7 y 3.8, y en los Apéndice A.3 y A.2, donde se encuentran las comparaciones entre registros observados y sintéticos de las 18 estaciones KiK-net seleccionadas para al terremoto principal y las 8 estaciones KiK-net seleccionadas para la réplica, respectivamente (Figura 3.1). La forma de las series de tiempos simuladas son comparadas entre los registros simulados y observados. Para la réplica y el terremoto principal, las principales características son reproducidas por los registros sintéticos, con la mayor energía de alta frecuencia asociada a las asperezas que emergen del plano de falla.

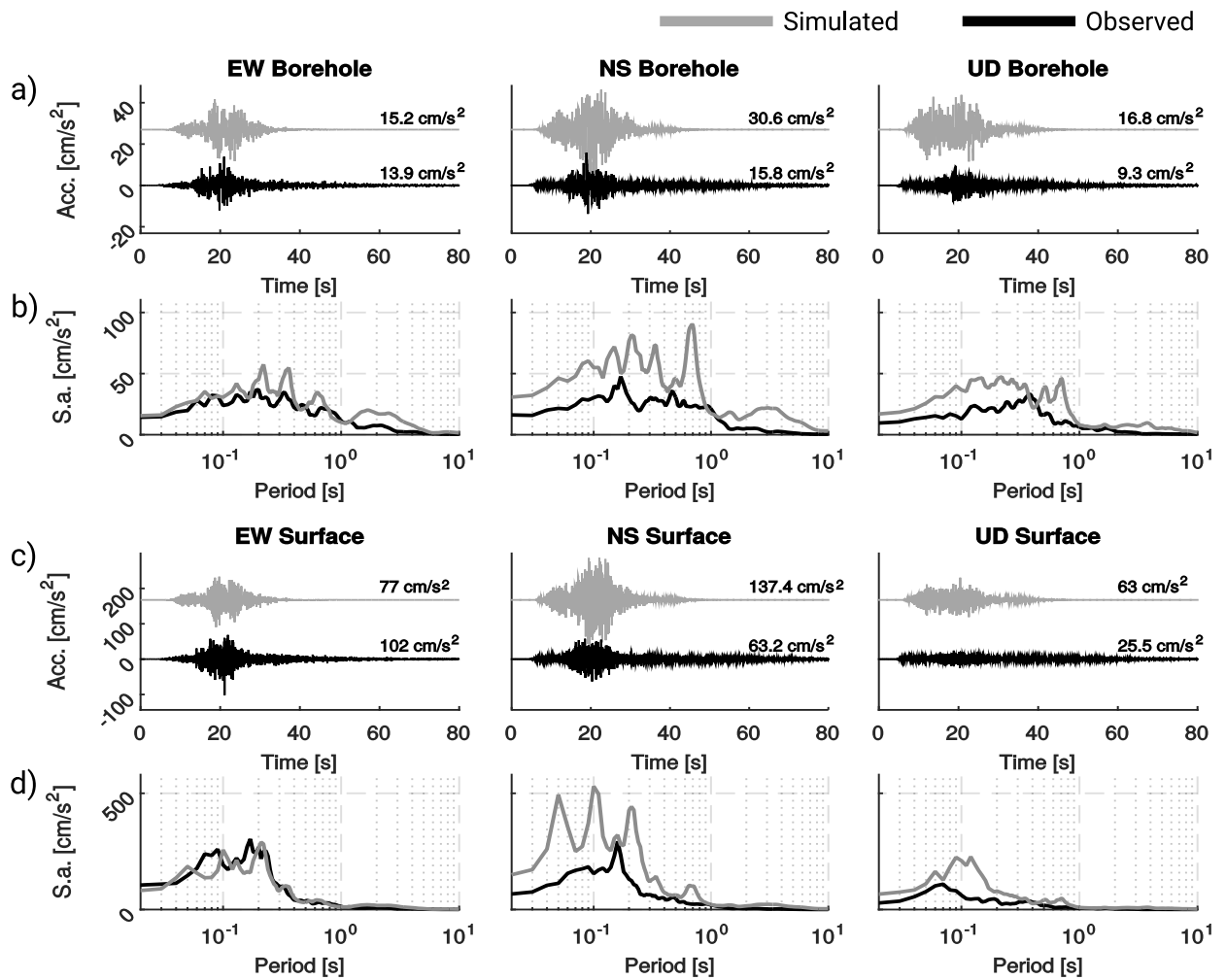


Figura 3.7: Comparación entre registros observados y simulados en las tres componentes tanto en superficie como en *borehole* de la estación IWTH21 para la réplica de Tohoku-Oki ocurrida el 23 de junio del 2011. a) Acelerogramas en *borehole*. b) Espectros de respuesta de pseudo-aceleración con un amortiguamiento del 5% en *borehole*. c) Acelerogramas en superficie. d) Espectros de respuesta de pseudo-aceleración con un amortiguamiento del 5% en superficie.

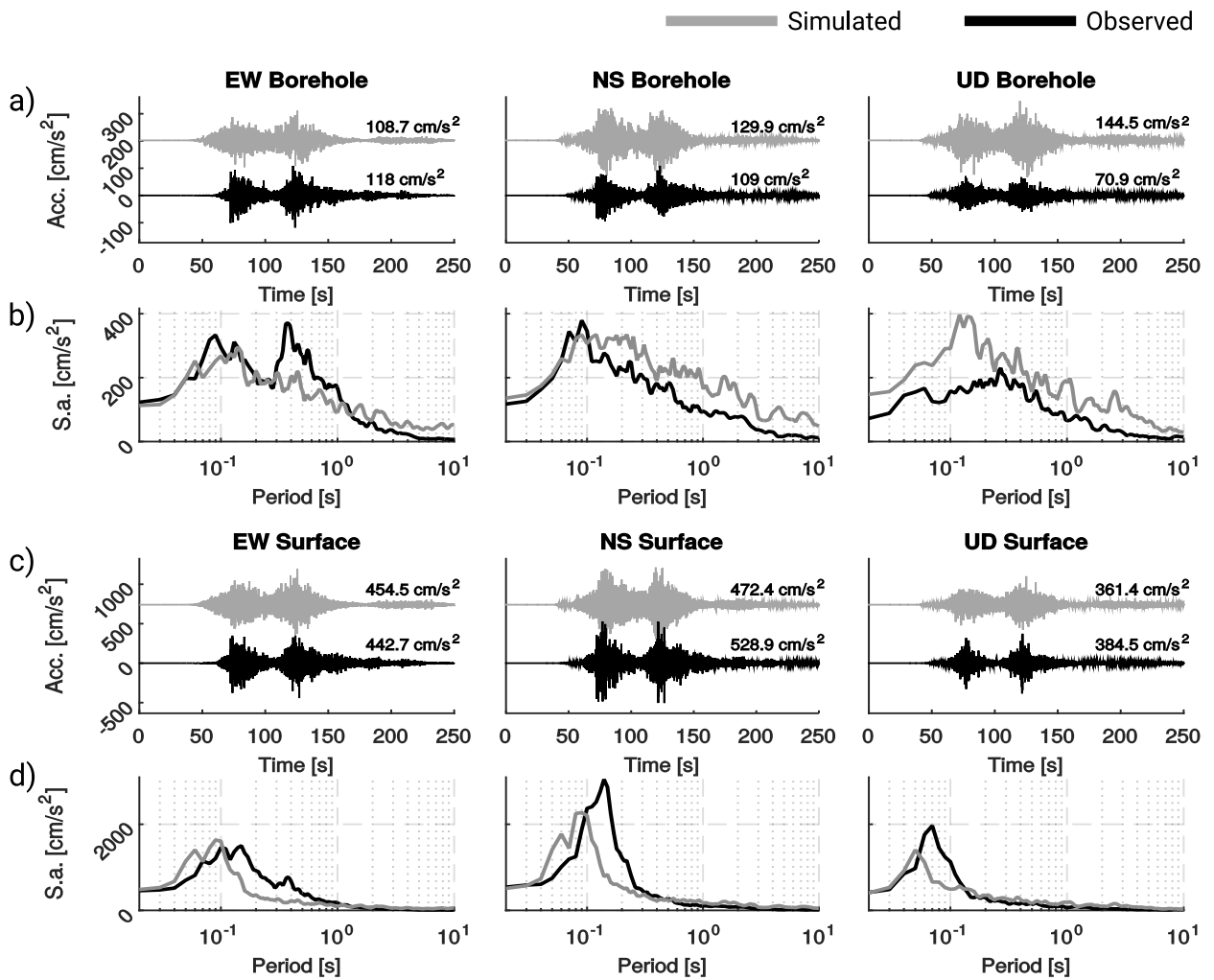


Figura 3.8: Comparación entre registros observados y simulados en las tres componentes tanto en superficie como en *borehole* de la estación MYGH04 para el terremoto principal de Tohoku-Oki. a) Acelerogramas en *borehole*. b) Espectros de respuesta de pseudo-aceleración con un amortiguamiento del 5% en *borehole*. c) Acelerogramas en superficie. d) Espectros de respuesta de pseudo-aceleración con un amortiguamiento del 5% en superficie.

La diferencia de los valores máximos de aceleración (PGA) entre los registros observados y simulados son pequeños en cada componente, con excepción de la estación FKSH19 para el terremoto principal donde el PGA se sobreestima y las estaciones IWTH09 e IWTH14 para la réplica donde el PGA se tiende a subestimar. A pesar de esto, en líneas generales para la metodología aplicada, la tendencia es que se subestima el PGA al simular los registros de movimiento fuerte (Figura 3.9). Las Figuras 3.7 y 3.8 muestran algunas similitudes entre las 3 componentes de los registros simulados y observados, además de su espectro de respuesta de pseudo-aceleración con un 5% de amortiguamiento crítico que es graficado en una escala logarítmica para el eje de períodos y lineal para la pseudo-aceleración espectral. Los espectros de respuesta para los registros en *borehole* y en superficie tienen una gran diferencia de pseudo-aceleración en los diferentes períodos debido a la implementación de las SATF. En varios registros, los máximos de los espectros de respuesta sintéticos no coinciden con los datos registrados, sin tener un buen ajuste en general.

Para validar el ajuste de frecuencias en las estaciones, se calcula la bondad del ajuste (GOF) (Graves & Pitarka, 2010), donde se describe un residual entre los espectros de aceleración observados y simulados en cierto período dados por la ecuación 3.1.

$$r_m(T_k)^Y = \ln \left(\frac{O_m^Y(T_k)}{S_m^Y(T_k)} \right) \quad (3.1)$$

donde $O_m^Y(T_k)$ y $S_m^Y(T_k)$ son los registros observados y simulados en cada período T_k , para las estaciones m en sus respectivas componentes Y que puede ser EW, NS o UD.

El modelo bias, viene dado por:

$$B(T_k)^Y = \frac{1}{N} \sum_{m=1}^N r_m(T_k)^Y \quad (3.2)$$

donde $B(T_k)^Y$ es la bondad del ajuste y N corresponde al número total de estaciones.

Por último, la desviación estándar viene dada por:

$$\sigma(T_k)^Y = \sqrt{\frac{1}{N} \left(\sum_{m=1}^N [r_m(T_k)^Y - B(T_k)^Y]^2 \right)} \quad (3.3)$$

De la Figura 3.9 se observa un buen ajuste para los períodos entre 0,05 y 1 s, tanto en los registros en *borehole* como en superficie. En la mayoría de los casos, para períodos más grandes (> 1 s), el comportamiento general tiende a que las simulaciones sobreestiman el movimiento del suelo.

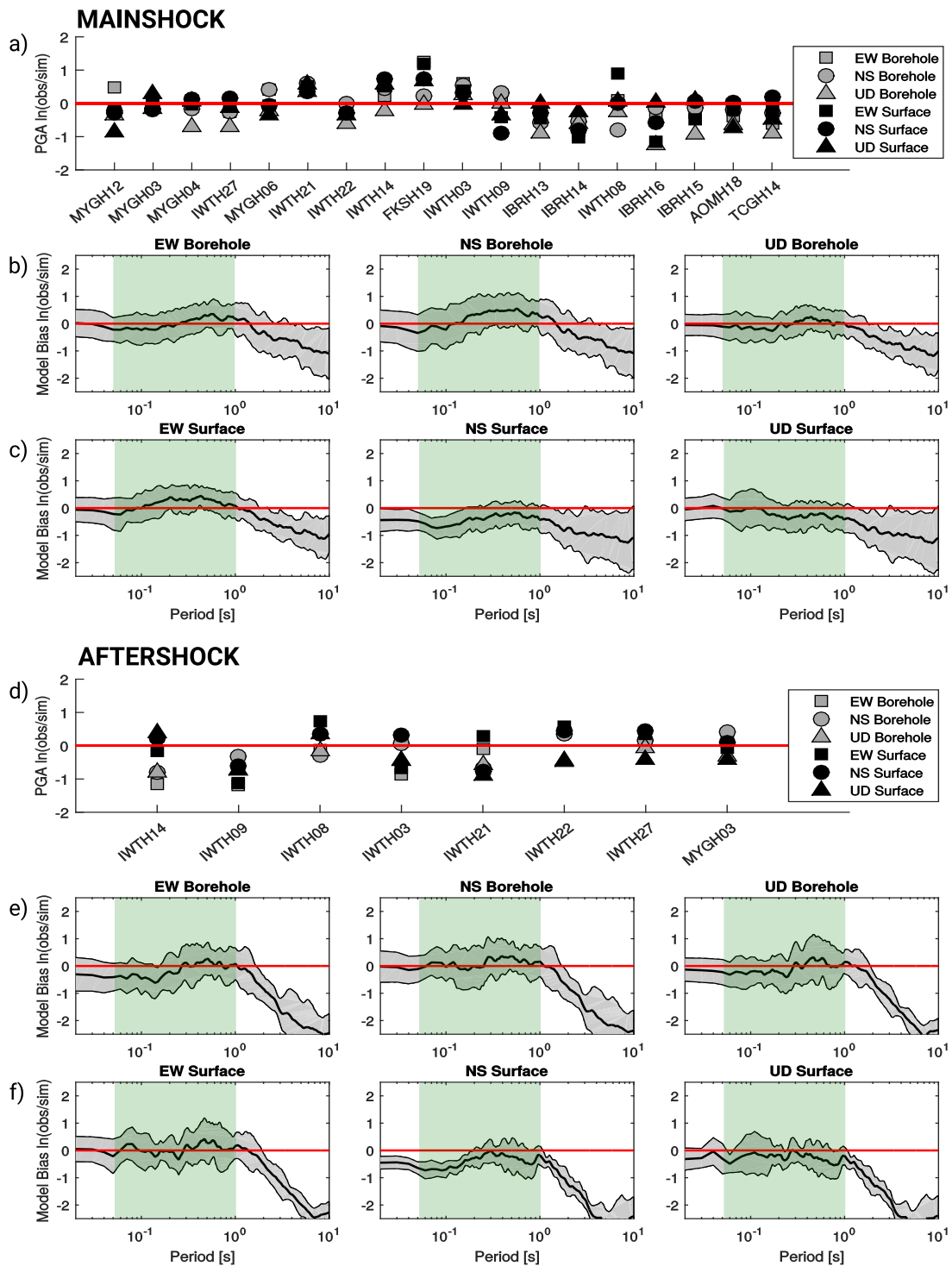


Figura 3.9: PGA y GOF para acelerogramas simulados y observados en sus tres componentes. a) y d) Logaritmo natural de la diferencia de PGA entre registros observados y simulados, para el terremoto principal M_w 9,0 y su réplica M_w 6,9, respectivamente. b) y e) GOF entre espectros de respuesta de pseudo-aceleración amortiguados al 5% entre los registros observados y simulados para estaciones en el *borehole* del terremoto principal M_w 9,0 y su réplica M_w 6,9, respectivamente. c) y f) GOF entre espectros de respuesta de pseudo-aceleración amortiguados al 5% entre los registros observados y simulados para estaciones en superficie del terremoto principal M_w 9,0 y su réplica M_w 6,9, respectivamente. La zona marcada en b), c), e) y f) indica los períodos entre 0,05 y 1 s, donde la metodología aplicada a este problema tiene la mejor resolución.

3.5. Discusión

Para las series de tiempo de acelerogramas simulados de la réplica estudiada (Figura 3.5), las amplitudes de las ondas SV son mayores que las amplitudes de las ondas P y SH por los cambios de amplitudes producidas en las SATF de la estación IWTH21 mostradas en la Figura 3.4, estos cambios abruptos dependientes del ángulo de incidencia θ_{ijm} afectarían el movimiento del suelo y la amplificación en las frecuencias fundamentales. En otros casos, se observa un gran valor de amplitudes para las ondas P en las componentes horizontales en comparación con las amplitudes de ondas P en las componentes verticales. Estos resultados, están fuertemente controlados por los valores del ángulos de incidencia y el patrón de radiación. Se propone en trabajos futuros incorporar un modelo de velocidades tridimensional, para mejorar y constreñir de buena forma el ángulo de incidencia y además calcular patrones de radiación promedio para altas frecuencias con mayor detalle en vez de un promedio sobre toda la esfera focal, como por ejemplo lo propuesto por Pulido & Kubo (2004). Las simulaciones no reproducen correctamente las estaciones muy alejadas, probablemente por la influencia de ondas superficiales que no son modeladas con esta metodología. Dado esto, para trabajos futuros se propone introducir rayos reflejados y refractados. Algunos parámetros fueron fijados debido a la ausencia de estudios específicos. Por ejemplo, se fijó el valor del filtro kappa (κ) y los valores de amortiguamiento del suelo, usando los mismos valores en todos los sitios. También se usó la misma función que modela la duración de los registros de aceleración para cada sub-falla (Ghofrani *et al.*, 2013b; Joshi, 2014), esta función es derivada para las ondas S y se modela también la duración para ondas P. Estos parámetros pueden mejorar a futuro.

Se generan registros de movimiento fuerte en alta frecuencia para el mega-terremoto M_w 9,0 de Tohoku-Oki ocurrido el 11 de marzo de 2011 y para una de sus réplicas M_w 6,9 ocurrido el 23 de junio de 2011. Previamente, Ghofrani *et al.* (2013b) reproduce satisfactoriamente los registros de aceleración del terremoto M_w 9,0 usando una aproximación estocástica. Una de las diferencias más destacadas entre este trabajo y el de Ghofrani *et al.* (2013b) es que acá se simulan registros de movimiento fuerte en tres componentes (EW, NS, UD) considerando un planteamiento estocástico para modelar ondas P, SV y SH por separado, en lugar de la típica simulación de ondas SH, las cuales generan aceleración en una componente horizontal genérica. Por otro lado, la descomposición en ondas P, SV y SH permite generar registros en superficie modulando los registros sintéticos reproducidos en roca dura mediante la utilización de las SATF propuestos por Kausel (2006). Los registros sintéticos simulados en superficie (Figuras 3.7, 3.8 y en los Apéndice A.2 y A.3) tiene algunas diferencias en sus espectros con respecto a los registros reales para algunos períodos en particular. En algunos casos, se observa claramente que algunos *peak* espectrales en los registros sintéticos no existen en los registros observados. Es probable que esta diferencia esté asociada a un perfil de velocidades del suelo incorrecto, efectos tridimensionales o bien efectos no-lineales. En particular, los efectos no lineales han sido detectados en algunos registros del terremoto de Tohoku-Oki (Roten *et al.*, 2013; Pavlenko, 2016). Por otro lado, es importante recalcar que en las simulaciones se asume que los registros en roca dura no presentan ningún tipo de amplificación del suelo, lo cual está lejos de la realidad, aunque es una suposición que se puede mejorar en el futuro, asumiendo rayos reflejados y refractados por capas superiores.

Se observa que las amplitudes de aceleración para los registros observados del terremoto M_w 9,0 tiene dos pulsos marcados de gran amplitud. Esta forma es bien modelada por los registros sintéticos, validando la falla finita usada en este trabajo, la cual previamente fue propuesta por Ghofrani

et al. (2013b). Luego, para las 18 estaciones, la mayor parte de la alta frecuencia en los registros de movimiento fuerte vendrían de los dos SMGA de mayor tamaño situados en el *down-dip*, al oeste del hipocentro. Para la réplica M_w 6,9 se considera una única aspereza con una distribución de deslizamiento gaussiana. En este último caso, los parámetros usados en la inversión pueden ser diferentes a causa de un *trade-off* entre el área de ruptura y la velocidad de ruptura. Finalmente, se utiliza una velocidad de ruptura de 2,5 km/s y una ruptura rectangular de área 20 km x 20 km, pero otras combinaciones son posibles para generar registros sintéticos que ajusten bien los registros observados en este caso. Se probaron tres diferentes valores de caída de esfuerzo, los cuales tienen una incidencia directa en la amplitud de las aceleraciones en las series de tiempo simuladas, ya que este parámetro controla la frecuencia de esquina dinámica asociada a cada sub-falla (ecuación 2.71). Por un lado, un valor realista de la caída de esfuerzo es crítico para ajustar la amplitud de los registros simulados, y por otro lado, una distribución de deslizamiento que represente al terremoto permite ajustar de buena forma la forma y duración de las series de tiempo. Las 8 estaciones KiK-net simuladas para la réplica también fueron simuladas para el terremoto principal. Sin embargo, no se observa una tendencia en las simulaciones para la misma estación. Esto ocurre porque algunos parámetros como los ángulos incidentes, FS y EP son diferentes para cada evento en el mismo sitio.

La metodología sobreestima los períodos largos, esto es bastante claro en el GOF (Figura 3.9). Esta es una consecuencia de que no se está considerando un modelo de distribución de deslizamiento adecuado para modelar períodos largos. Se considera que la metodología estocástica empleada no es útil para períodos largos (> 1 s), dominio que puede ser modelado usando métodos determinísticos. La combinación de los períodos largos con los períodos cortos dada una aproximación estocástica ha sido propuesta en simulaciones híbridas (Kamae *et al.*, 1998; Douglas & Aochi, 2008). La metodología propuesta puede mejorar la combinación de ambos enfoques. Aquí, la generación estocástica de las tres componentes permiten combinar las aproximaciones determinísticas y estocásticas simulando directamente las componentes EW, NS y UD de los registros de aceleración. Finalmente, el uso de las SATF para ondas P, SV y SH son útiles para modelar acelerogramas sintéticos en sitios donde se puedan encontrar perfiles de velocidades de caracterización del suelo.

3.6. Conclusiones

Con la metodología estocástica de falla finita modificada, es posible generar acelerogramas sintéticos introduciendo más parámetros físicos que en la clásica aproximación estocástica de *strong motion*. La metodología presentada aquí es un mejoramiento de los métodos estocásticos originalmente propuestos por Boore (1983) (Beresnev & Atkinson, 1997; Boore, 2003; Motazedian & Atkinson, 2005) y las modificaciones desarrolladas e introducidas por Otarola & Ruiz (2016) para la simulación estocástica de ondas P y SV. La simulación de ondas P, SV y SH permiten incorporar las SATF (Kausel, 2006) y simular registros en superficie sobre sitios de suelo para sus tres componentes (Ruiz *et al.*, 2018). Se generan acelerogramas sintéticos para el mega-terremoto M_w 9,0 de Tohoku-Oki y para su réplica M_w 6,9 ocurrida el 23 de junio de 2011. En general, los registros simulados y observados para el terremoto principal y una réplica, tienen un buen ajuste en los dominios del tiempo y frecuencia para acelerogramas tanto en *borehole* como en superficie en sus direcciones horizontales y verticales, alcanzando el mejor ajuste en una banda de período entre los 0,05 s y 1 s, o bien entre 1 y 20 Hz.

Capítulo 4

Modelos de ruptura y acelerogramas sintéticos en superficie para el terremoto Mw 8.8 de Maule de 2010

4.1. Introducción

El 27 de Febrero a las 06:34:11 (UTC), ocurrió el mega-terremoto de Maule M_w 8,8 cuyo hipocentro se localizó a los $36,41^\circ S$, $73,18^\circ W$ y a una profundidad de 26 km (Vigny *et al.*, 2011). Este evento sísmico es el de mayor magnitud ocurrido en Chile, después del terremoto del sur de Chile de 1960. Es un sismo interplaca de tipo *thrust* con un mecanismo inverso acorde a la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana, que desplazó un área de 500 km x 140 km. El terremoto abarca extensamente la laguna sísmica de Darwin, cuyo último gran terremoto ocurriera en 1835 con un evento bien documentado por Darwin (1851). El terremoto M_w 8,8 de Maule fue bien registrado gracias a la buena instrumentación con GPS (Vigny *et al.*, 2011; Moreno *et al.*, 2012), acelerómetros (Ruiz *et al.*, 2012) y sismómetros de banda ancha que han permitido tener un buen control, tanto en campo regional como telesísmico. Este evento gatilló un gran tsunami que repercutió distintas localidades del Pacífico (Fritz *et al.*, 2011) y el movimiento generó una destrucción que afectó principalmente a casas antiguas de adobe que se concentrarían en las zonas donde el terremoto generó mayor deslizamiento (Astroza *et al.*, 2012).

Debido a la buena instrumentación, existen diferentes trabajos que muestran modelos de deslizamiento a partir de múltiples técnicas (Delouis *et al.*, 2010; Lay *et al.*, 2010; Vigny *et al.*, 2011; Lorito *et al.*, 2011; Ruiz *et al.*, 2012; Moreno *et al.*, 2012; Lin *et al.*, 2013; Yue *et al.*, 2014). La gran mayoría coincide en que la zona norte del área de ruptura fue donde se concentró el mayor deslizamiento hacia la fosa, pero se diferencian con el control espacial ocurrido al sur del hipocentro, lugar en que algunos autores proponen que el deslizamiento se propagó hacia la fosa y otros que se habría concentrado en el *down-dip*. Sin embargo, utilizando datos batimétricos, Maksymowicz *et al.* (2017) propone que la ruptura del terremoto se habría extendido hacia la fosa al menos unos 6 km del frente de deformación, lo cual es consistente con la sismicidad *outer-rise* gatillada por este mega-terremoto que se localiza principalmente en el segmento sur del área de ruptura (Ruiz & Contreras-Reyes, 2015).

En este capítulo se estima una distribución de deslizamiento para el terremoto M_w 8,8 de Maule (2010) utilizando una inferencia bayesiana, a partir de la formulación de Okada (1985) aplicada a una superficie de falla y aproximando la litósfera como un medio elástico lineal, homogéneo e isótropo. También se discuten los problemas asociados a ocupar únicamente desplazamientos verticales en superficie para realizar la inversión. Finalmente se simulan 7 registros de aceleración localizados en superficie, se utiliza la metodología propuesta por Otarola & Ruiz (2016) y Ruiz *et al.* (2018) que incluye las funciones de transferencia de amplificación del suelo (SATF) para ondas P, SV y SH (Kausel & Roesset, 1981; Kausel, 1994, 2006). El objetivo principal de este capítulo es mostrar los modelos de ruptura obtenidos a partir de la inferencia bayesiana propuesta, y a su vez validar la generación de acelerogramas en un terremoto chileno, con el obstáculo que representa no tener registros en *borehole* como en el caso de Japón (Capítulo 3).

4.2. Datos

4.2.1. Desplazamientos en superficie

Los terremotos de gran tamaño producen deformación de la corteza que puede ser cuantificada por mediciones geodésicas en el campo cercano. Usando un arreglo de marcadores geodésicos con más de 20 estaciones cGPS instaladas en el centro y sur de Chile para estudiar la laguna sísmica de Darwin, en conjunto con una campaña de GPS que midió antes, durante y después del terremoto de Maule (Figura 4.1), Vigny *et al.* (2011) determinan una distribución de deslizamiento cosísmico, cuantificando su extensión y las principales asperezas que controlarían la ruptura. El modelo de deslizamiento presentado por Vigny *et al.* (2011) muestra un terremoto de 500 km de extensión que rompe el contacto interplaca entre 5 y 40 km de profundidad, con dos asperezas bien definidas cercanas a la fosa, tanto al norte como al sur del hipocentro. Usando un módulo de corte de 33 GPa obtienen una magnitud M_w 8,76 y máximos deslizamientos de 15 m. Moreno *et al.* (2012) estiman una distribución de deslizamiento cosísmico del terremoto de Maule a partir de 47 GPS de campaña y 8 cGPS de campo cercano y lejano (Figura 4.1) con los cuales realizan una inversión conjunta de datos GPS, InSAR y cambios de nivel. Sus resultados indican un deslizamiento concentrado en el norte del hipocentro con un máximo deslizamiento de 16 m y una aspereza de menor tamaño en el sur con un máximo deslizamiento de 10 m. A diferencia del modelo de ruptura propuesto por Vigny *et al.* (2011), los deslizamientos asociados al modelo de Moreno *et al.* (2012) están situados en una zona intermedia-profunda del contacto. Usando un módulo de corte de 40 GPa obtienen una magnitud M_w 8,8 lo cual es consistente con otros estudios sismológicos.

Se consideran los desplazamientos en sus componentes este, norte y vertical que fueron procesados por Vigny *et al.* (2011) y Moreno *et al.* (2012). Con estos datos se reproducen los modelos de distribución de deslizamiento estáticos descritos anteriormente. La Figura 4.1 muestra los desplazamientos usados para cada modelo en sus componentes horizontales (Figura 4.1a) y verticales (Figura 4.1b).

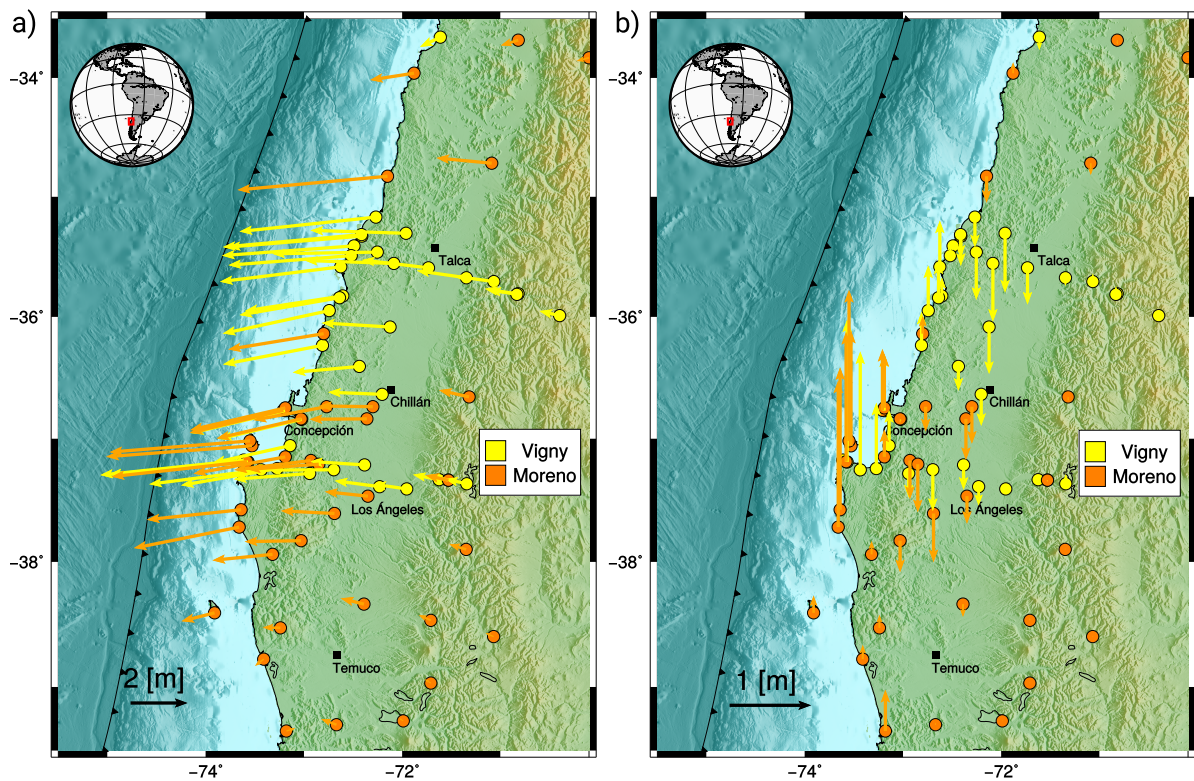


Figura 4.1: Estaciones GPS usadas para calcular la distribución de deslizamiento del terremoto de Maule (2010). En amarillo se muestran los sitios procesados por Vigny *et al.* (2011) donde se juntan datos de campaña, cGPS de la red LIA-Montessus de Ballore, red Chile-Alemania y red GPS del proyecto Andes. En naranja se muestran los datos procesados por Moreno *et al.* (2012) donde se juntan estaciones cGPS continuos y estaciones SGPS. a) Desplazamientos en componente horizontal. b) Desplazamientos en componente vertical.

4.2.2. Registros de aceleración y perfiles de suelo

El terremoto M_w 8,8 de Maule (2010) fue registrado por más de 30 instrumentos de *strong motion* mantenidos por la Red Nacional de Acelerógrafos (RENADIC) y el Servicio Sismológico Nacional (SSN), ahora Centro Sismológico Nacional (CSN). La gran mayoría de las estaciones están localizadas el noreste del área de ruptura, y otras situadas al este del plano de falla, cercano a la ruptura (Ruiz *et al.*, 2012).

En este estudio se consideran 7 estaciones de *strong motion* en sus componentes EW, NS y UD instaladas en superficie. Los sitios simulados corresponden a Angol (ANGO), Concepción (CONC), Concepción San Pedro (CCSP), Constitución (CONST), Hualañe (HUA), Matanzas (MAT) y Talca (TAL) (Figura 4.2). Con respecto a la selección de estaciones, se escogen aquellas que estén cercanas al plano de falla, manteniendo una buena cobertura azimutal y que tengan una caracterización geotécnica del suelo disponible. Específicamente se utilizan los modelos de velocidades propuestos por Midorikawa *et al.* (2014) y Molnar *et al.* (2015) para calcular las SATF. Estas restricciones reducen el número de estaciones disponibles, y se sustentan por las condiciones que requiere el método estocástico para reproducir acelerogramas en superficie.

4.3. Metodología

4.3.1. Inversión del deslizamiento cosísmico

Para estimar la distribución espacial de deslizamiento cosísmico se utiliza un método de inversión bayesiano que entrega una densidad de probabilidad a posteriori, es decir, combina información de los datos y el conocimiento a priori, entregando en particular un modelo de máxima verosimilitud. Con los datos mostrados en la Figura 4.1 se calcula el modelo directo usando Okada (1985), que describe la deformación elástica de un semiespacio isótropo y homogéneo. La superficie del contacto interplaca se aproxima discretizando el modelo de Tassara & Echaurren (2012) en celdas de 100 km². Finalmente, se verifica la resolución de los modelos mediante un *test* de tablero de ajedrez con parches de 50 km x 50 km.

Se utilizan los datos empleados por Vigny *et al.* (2011) y Moreno *et al.* (2012) por separado para reproducir sus distribuciones de deslizamiento estático. Utilizando los datos de desplazamiento en sus componentes este, norte y vertical de Vigny *et al.* (2011) (Figura 4.1) y considerando un problema con restricciones al acotar la dirección de deslizamiento en $\pm 2^\circ$. Se ocupa la longitud de correlación (λ) de 10 km, ya que este parámetro debería considerar la distancia de cada sitio a la fuente, siendo capaz de distinguir parches de ese orden. También se considera una razón entre la desviación estándar a priori del deslizamiento ($\sigma^{(u)}$, ver ecuación 2.18) y el desplazamiento máximo observado de 0,1. Se calcula la distribución de deslizamiento estático en la superficie de falla restringiendo el rango de profundidades entre 45 km y 55 km donde se aplica la apodización, imponiendo una disminución de deslizamiento cosísmico acorde a la sismicidad interplaca local. De la misma manera, utilizando los datos de desplazamiento en sus componentes este, norte y vertical de Moreno *et al.* (2012) (Vigny+Moreno, Figura 4.1) y considerando un problema con restricciones, tomando en cuenta una longitud de correlación (λ) de 15 km, una razón entre la desviación estándar a priori del deslizamiento y el desplazamiento máximo observado de 0,08 y acotando la dirección del deslizamiento en $\pm 2^\circ$. Se calcula la distribución de deslizamiento estático en la superficie de falla aplicando una apodización entre 45 km y 55 km de profundidad.

Se realiza un tercer modelo usando sólo la componente vertical de los datos de Vigny *et al.* (2011) para verificar su influencia en la distribución de deslizamiento, para ello se considera un problema con restricciones, con una longitud de correlación (λ) de 10 km, una razón entre la desviación estándar a priori del deslizamiento y el desplazamiento máximo observado de 6 y acotando la dirección del deslizamiento en $\pm 10^\circ$. Se calcula la distribución de deslizamiento estático en la superficie de falla aplicando una apodización entre 45 km y 55 km de profundidad.

4.3.2. Método estocástico de falla finita

Se emplea el método estocástico de generación de acelerogramas propuesto por Otarola & Ruiz (2016) para simular ondas P, SV y SH. A partir de una discretización de los deslizamientos producidos en el plano de ruptura (Figura 4.2a), se genera ruido blanco con cada sub-falla, lo que posteriormente es modulado en el espacio de las frecuencias según características de la fuente (Tabla 4.1), trayectoria (Tabla 4.2) y sitio (Tabla 4.3). Adicionalmente, la metodología considera ángulos de incidencia (θ_{ijm}) y ángulo azimutal (ϕ_{ijm}) de rayos sísmicos a cada estación, que se obtienen

de la propagación de ondas sísmicas desde cada sub-falla, pasando por un medio regional de capas planas con velocidades de ondas P y S en cada estrato (Figura 4.2b), además incluye los efectos de superficie libre (*FS*) y partición de energía (*EP*) de ondas P, SV y SH en las componentes radial, tangencial y vertical.

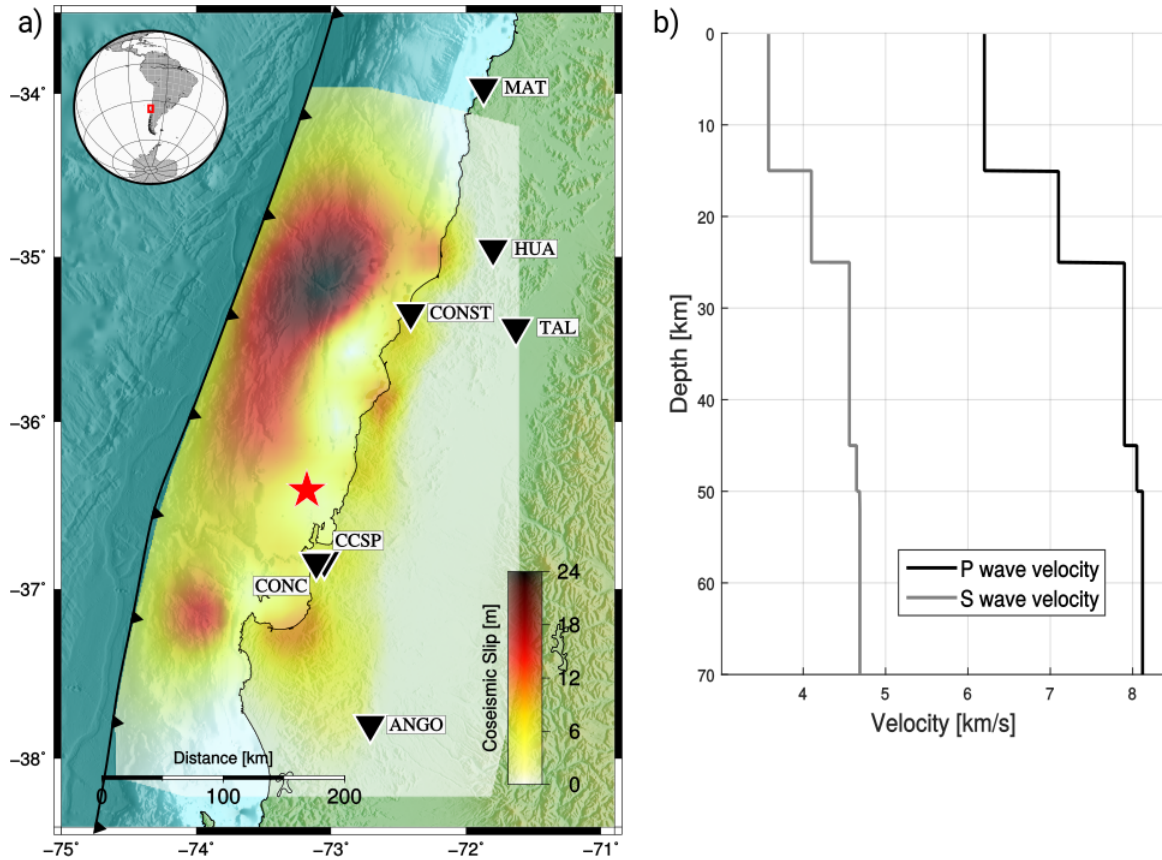


Figura 4.2: Contexto regional para la simulación de acelerogramas del terremoto M_w 8,8 de Maule (2010). a) Modelo de deslizamiento utilizado el cual es discretizado en subfallas, en triángulos invertidos negros se indican los sitios donde se reproducen los acelerogramas. El hipocentro es indicado por la estrella roja. b) Modelo de velocidades de ondas P y S considerados (Campos *et al.*, 2002).

Para considerar los efectos de la fuente, se utiliza la distribución de deslizamiento generada con los desplazamientos este, norte y vertical de Vigny *et al.* (2011), esta es discretizada en 206 celdas de igual tamaño, las cuales funcionan como subfallas que generan movimiento fuerte según la modulación espectral. Se considera que la ruptura se propaga radialmente desde el hipocentro a una velocidad de 3,1 km/s (Vigny *et al.*, 2011), con la cual activa cada sub-falla durante 100 s. Además se consideran parámetros físicos como la caída de esfuerzo y frecuencia de esquina para ondas de cuerpo (Tabla 4.1).

La forma del espectro de Fourier de desplazamiento de la fuente es modelada considerando un modelo $w^{-\gamma}$, donde se utiliza un decaimiento de $\gamma = 1,75$ propuesto por Otavola & Ruiz (2016), observando que la alta frecuencia en los espectros de registros de campo cercano de este terremoto serían menores al clásico $\gamma = 2$ que sólo se observa en campo lejano (Madariaga *et al.*, 2018).

Tabla 4.1: Parámetros de fuente para el terremoto M_w 8,8 de Maule del 2010.

Parámetro	Valor o función	Referencia
Hipocentro	Latitud; Longitud; Profundidad −36,41°; −73,18°; 26,0 km	Vigny <i>et al.</i> (2011)
Distribución deslizamiento	Inversión de desplazamientos cosísmicos	Este estudio
Ángulos promedio de geometría de falla	Strike; Dip; Rake 13,8°; 16,6°; 92,5°	Este estudio
Número de subfallas	206	Este estudio
Magnitud de momento (M_w)	8,8	USGS
Caída de esfuerzo (bar)	40	Luttrell <i>et al.</i> (2011)
Velocidades de ondas V_P y V_S en la vecindad de la fuente	7,1 km/s; 4,0 km/s	Campos <i>et al.</i> (2002)
Velocidad de ruptura	3,1 km/s	Vigny <i>et al.</i> (2011)
Densidad	3,1 g/cm ³	Este estudio
Patrón de radiación promedio	$\langle R^P \rangle = 0,516$ $\langle R^{SV} \rangle = 0,554$ $\langle R^{SH} \rangle = 0,303$	valores deducidos de las ecuaciones de Onishi & Horike (2004)
Porcentaje máximo de activación	100%	Este estudio

Dentro de los efectos de la trayectoria, se considera el efecto de la atenuación geométrica $G(R_{ijm})$ y la atenuación anelástica $Q(f)$ propuestos por Otarola & Ruiz (2016), los cuales fueron obtenidos por prueba y error, en estos casos el modelo de atenuación geométrica y anelástica fueron calibrados usando los datos del terremoto M_w 7,7 de Tocopilla (2007) y M_w 8,1 de Iquique (2014), cuyas estaciones están instaladas principalmente sobre roca. Finalmente, el efecto de sitio (Tabla 4.3) es incorporado mediante la propagación de ondas sísmicas desde el basamento rocoso (*borehole*) hasta la superficie, empleando las SATF (Kausel & Roesset, 1981; Kausel, 1994, 2006).

Tabla 4.2: Parámetros de trayectoria para el terremoto M_w 8,8 de Maule del 2010.

Parámetro	Valor o función	Referencia
Duración T_{gm}	$107,67 + 0,1208 R_{hypo}$ si $M_w \geq 8,8$	Mod. de Ghofrani <i>et al.</i> (2013b)
Atenuación geométrica $G(R_{ijm})$	R_{ijm}^{-1} si $R_{ijm} \leq 50$ $(1/50)(50/R_{ijm})^{-1}$ si $50 < R_{ijm} \leq 100$ $(1/50)(50/100)^{-0,1}(100/R_{ijm})^{1,4}$ si $R_{ijm} > 100$	Otarola & Ruiz (2016)
Factor de calidad onda P (Q_P) y onda S (Q_S) (ecuación 2.74)	$Q_P(f) = 1350 f^{0,4}$ $Q_S(f) = 600 f^{0,4}$	Otarola & Ruiz (2016)

Tabla 4.3: Parámetros de sitio para el terremoto M_w 8,8 de Maule del 2010.

Parámetro	Valor o función	Referencia
Filtro kappa κ	0,035 s	Frankel (2016)
Amplificación del suelo	Funciones de transferencia (SATF)	Kausel & Roesset (1981), Kausel (1994, 2006)

Para considerar el efecto de sitio, se implementan las SATF asociadas a cada tipo de onda. Para ello se usan modelos de velocidad V_S somero de cada estación simulada y se infiere un modelo de velocidad V_P considerando una razón de Poisson constante de 0,25. Los modelos de velocidad V_S se obtienen a partir de la caracterización geotécnica de estaciones de *strong motion* chilenas que realizan los autores Midorikawa *et al.* (2014) y Molnar *et al.* (2015). La gran mayoría de los sitios estudiados alcanzan profundidades menores a 100 m, sin asegurar una buena resolución a grandes profundidades. Por esto, en la mayoría de los sitios simulados se agregó un semiespacio de $V_S = 2000$ m/s, a excepción de la estación CONC, que si alcanzaba V_S superiores a 1500 m/s. Es importante destacar que no hay estudios concluyentes de la profundidad a la cual se alcanza el basamento rocoso (donde no habría influencia del suelo), por ende no pudo ser incorporado con precisión. Dada esta incertidumbre, se utiliza un amortiguamiento del suelo que varía entre 7 % y 12 % para las diferentes estaciones.

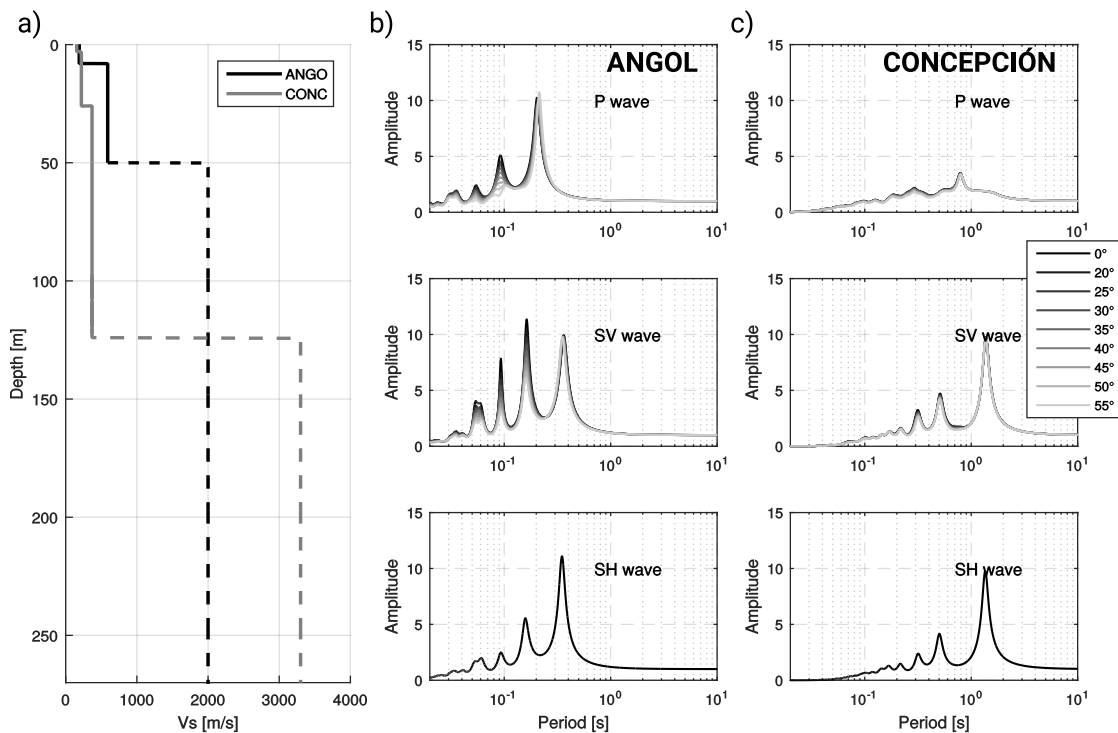


Figura 4.3: a) Modelos de velocidad V_S de las estaciones ANGO y CONC, a partir de la línea segmentada en cada modelo de velocidad no se tiene información del perfil. La profundidad del basamento rocoso se asume en 150 m en ambos casos. b) y c) corresponden a las SATF para ondas P, SV y SH de cada estación. Los ángulos en escala de colores grises corresponde al ángulo incidente.

La Figura 4.3 muestra los perfiles de velocidad V_S y las SATF para las estaciones ANGO y CONC. Se observan importantes diferencias entre cada modelo de suelo, sobretodo a los períodos donde hay mayor amplificación. Además se muestra la variabilidad de las SATF con respecto al ángulo de incidencia, teniendo una variación máxima de hasta 3 veces para determinados períodos. El resto de las estaciones donde se simularon registros de aceleración presentan valores similares de amplificación (Apéndice B.1).

4.4. Resultados

Se invierte la distribución de deslizamiento cosísmico del terremoto M_w 8,8 de Maule (2010) a partir de desplazamientos estáticos en superficie. Las Figuras 4.4 y 4.6 muestran los principales resultados obtenidos a partir de diferentes *test* realizados en el presente capítulo.

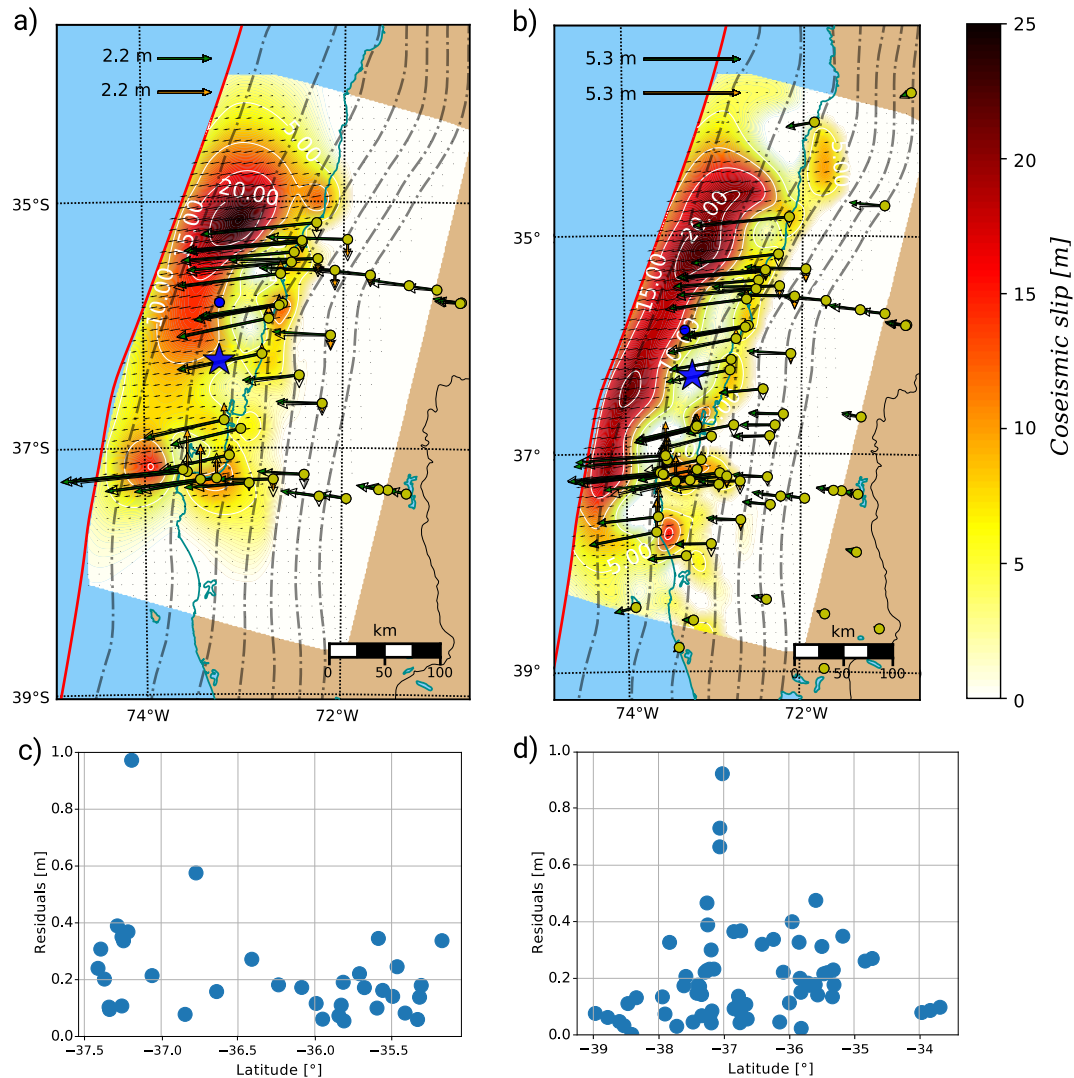


Figura 4.4: Modelo cosísmico de distribución de deslizamientos. Los colores cálidos muestran la cantidad de deslizamiento espacial que se cuantifica en la escala lateral. Las líneas blancas muestran los isocontornos de *slip* cada 5 m. Los vectores de color verde indican el desplazamiento cosísmico de las componentes horizontales y los vectores de color naranja indican los desplazamientos de su componente vertical. La estrella azul es el hipocentro calculado por Vigny *et al.* (2011), y el punto azul muestra el centroide del terremoto. a) Distribución de deslizamientos asociados a los desplazamientos publicados por Vigny *et al.* (2011). b) Distribución de deslizamientos asociados a los desplazamientos publicados por Moreno *et al.* (2012) (Vigny+Moreno). c), d) Residuales en función de la latitud asociados al modelo a) y b) respectivamente.

Al utilizar los datos de desplazamiento estático en las componentes este, norte y vertical de Vigny *et al.* (2011) se logra reproducir su modelo de distribución de deslizamiento cosísmico (Figura 4.4a), con dos zonas de máximo deslizamiento situados al norte y sur del hipocentro. Se estima un máximo deslizamiento de 23,9 m situados al norte del área de ruptura, y un deslizamiento promedio de 6,8 m. Se obtiene un momento sísmico escalar de $1,91 \times 10^{22}$ Nm, y usando un módulo de cizalle de 40 GPa, se obtiene una magnitud de momento sísmico de M_w 8,78. La norma entre los residuales de las componentes este, norte y vertical asociado a la inversión de cada desplazamiento estático en superficie que fue considerado se muestra en la Figura 4.4c, se observa que en general los errores son menores a 0,4 m, excepto por los sitios de GPS nombrados LLI0 y TETS que alcanzan un 18 % de diferencia entre el desplazamiento observado y predicho. El RMS dada la diferencia entre los desplazamientos observados y reproducidos es de 0,27 m. En comparación al modelo de distribución de deslizamientos calculado por Vigny *et al.* (2011), cuyos promedios de los residuales alcanzan 0,1 m y 0,16 m en las componentes vertical y horizontal, respectivamente, el modelo obtenido tiene mayor error. A pesar de esto, se logra un buen ajuste y dirección de los vectores de desplazamiento.

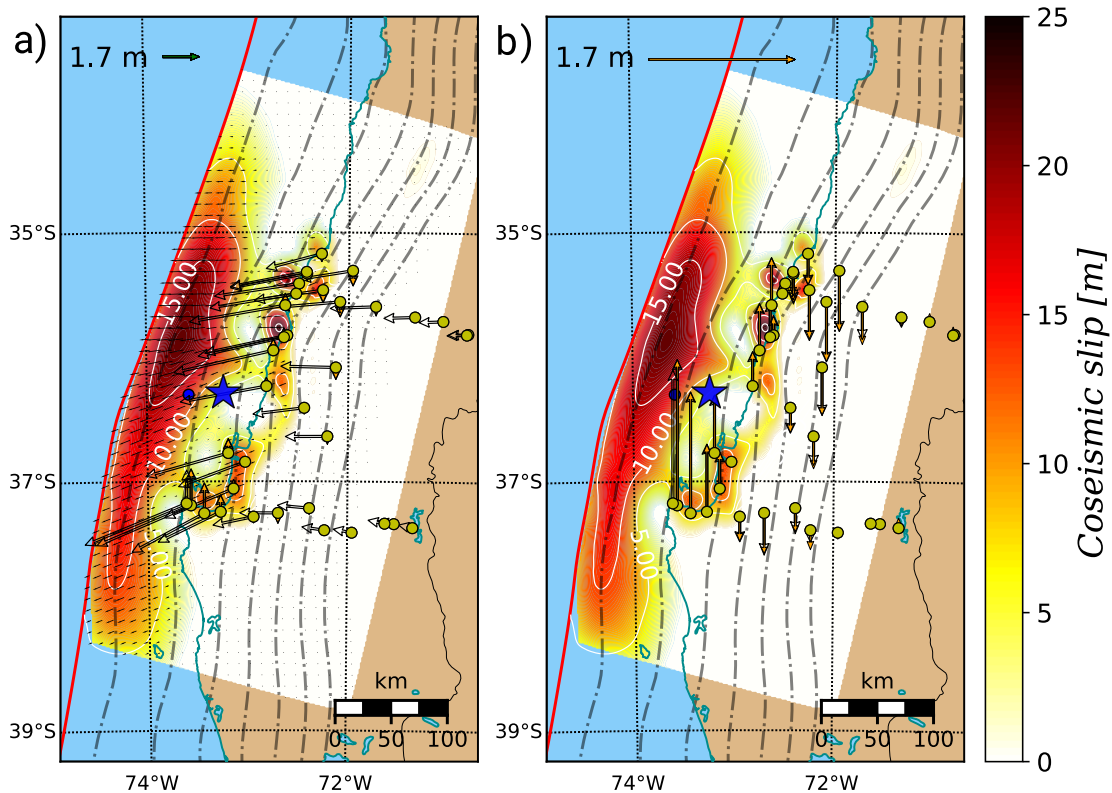


Figura 4.5: Modelo cosísmico de distribución de deslizamientos asociado a los desplazamientos verticales publicados por Vigny *et al.* (2011). Los colores cálidos muestran la cantidad de deslizamiento espacial que se cuantifica en la escala lateral. Las líneas blancas muestran los isocontornos de *slip* cada 5 m. Los vectores de color verde indican el desplazamiento cosísmico de las componentes horizontales y los vectores de color naranja indican los desplazamientos de su componente vertical. La estrella azul es el hipocentro calculado por Vigny *et al.* (2011), y el punto azul muestra el centroide del terremoto. a) Componente horizontal predicha. b) Componente vertical predicha y observada.

Utilizando los desplazamientos estáticos en las componentes este, norte y vertical de Moreno *et al.* (2012) (Vigny+Moreno, Figura 4.4b) se recupera un modelo de distribución de deslizamientos cosísmicos con características semejantes al anterior, ya que posee dos máximos al norte y al sur del hipocentro que se sitúan cerca de la fosa. Sin embargo, este modelo no es el mismo que propone Moreno *et al.* (2012). Se estima un máximo deslizamiento de 22,4 m situados en el norte del área de ruptura, el deslizamiento promedio alcanza los 8,2 m. Se calcula un momento sísmico escalar de $2,15 \times 10^{22}$ Nm equivalente a una magnitud de momento M_w 8,82. La norma entre los residuales de las componentes este, norte y vertical se muestran en la Figura 4.4d, donde los sitios CO40, CO80, RAQ0, STCA y STDO alcanzan diferencias mayores a 0,4 m. El RMS dada la diferencia entre los desplazamientos observados y reproducidos es de 0,2 m. A diferencia de estos resultados, en el modelo de distribución de deslizamientos calculado por Moreno *et al.* (2012) estiman un RMS de los residuales de 0,15 m en los vectores de desplazamientos.

Dado que al invertir los datos de desplazamientos cosísmicos de Vigny *et al.* (2011) se obtiene una distribución de deslizamiento acorde a lo que proponen los autores, se realiza un tercer modelo (Figura 4.5a) empleando únicamente la componente vertical de estos datos. En este caso se observa que la mayor cantidad de deslizamiento se concentra cerca de la fosa, pero con un único parche definido, a diferencia de la gran mayoría de los modelos cosísmicos de este terremoto que reproducen dos o más parches. Se estima un máximo deslizamiento de 21,6 m que se concentra hacia la fosa entre los $35^\circ S$ y $36^\circ S$, el deslizamiento promedio al considerar el área de ruptura alcanza los 9,3 m. El momento sísmico escalar calculado es de $2,08 \times 10^{22}$ Nm, equivalente a una magnitud de momento M_w 8,81. El residual calculado como la diferencia entre el desplazamiento vertical observado y predicho se muestran en la Figura 4.5b. El RMS del residual es menor a 0,1 m, lo que se puede verificar con el ajuste de los vectores de desplazamiento en su componente vertical (Figura 4.5b).

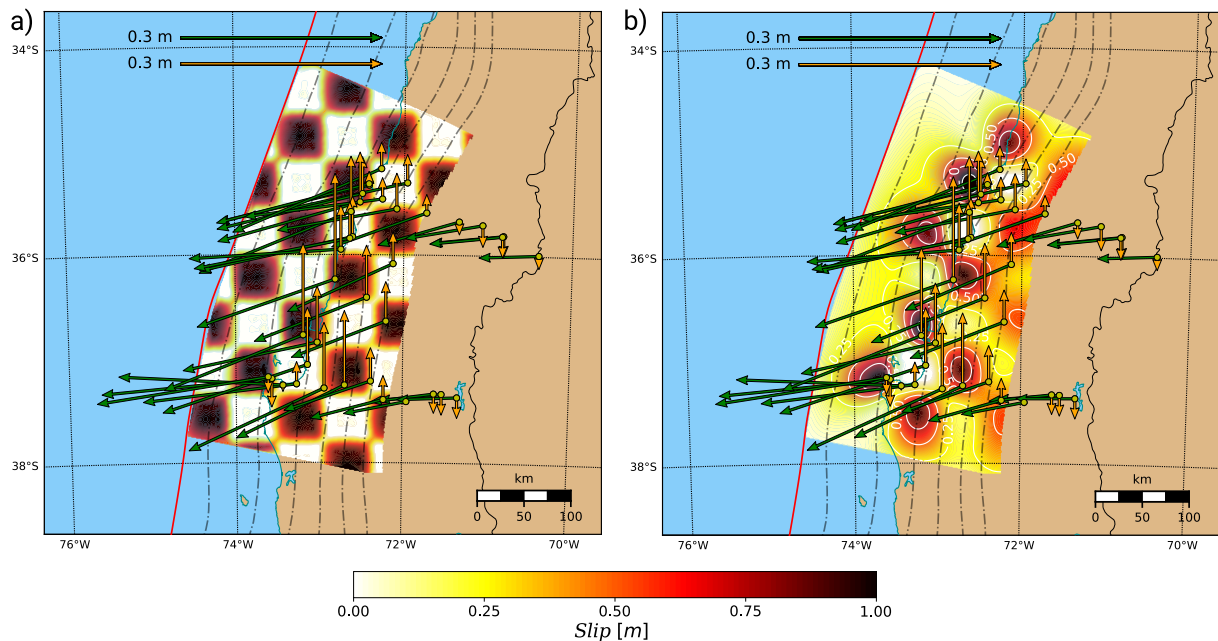


Figura 4.6: Modelo de tablero de ajedrez. Los vectores de color verde indican el desplazamiento cosísmico de las componentes horizontales y los vectores de color naranja indican los desplazamientos de su componente vertical. a) Datos sintéticos. b) Resultados de la inversión.

Se verifica la resolución espacial de los modelos mediante un *test* de tablero de ajedrez (Figura 4.6). Para ello se calculan desplazamientos sintéticos en los sitios de Vigny *et al.* (2011) a partir de fuentes sintéticas en forma de tablero de ajedrez, donde el deslizamiento varía entre 0 y 1 m (Figura 4.6a). La inversión de esos datos sintéticos se muestra en la Figura 4.6b.

Posteriormente, se generan registros de aceleración en superficie. Los acelerogramas observados y sintéticos se encuentran en la Figura 4.7 y en el Apéndice B.2, donde se muestran los resultados para las 7 estaciones seleccionadas (Figura 4.2). Los registros son filtrados entre 0,01 – 20 Hz usando un filtro pasabanda Butterworth de orden 4.

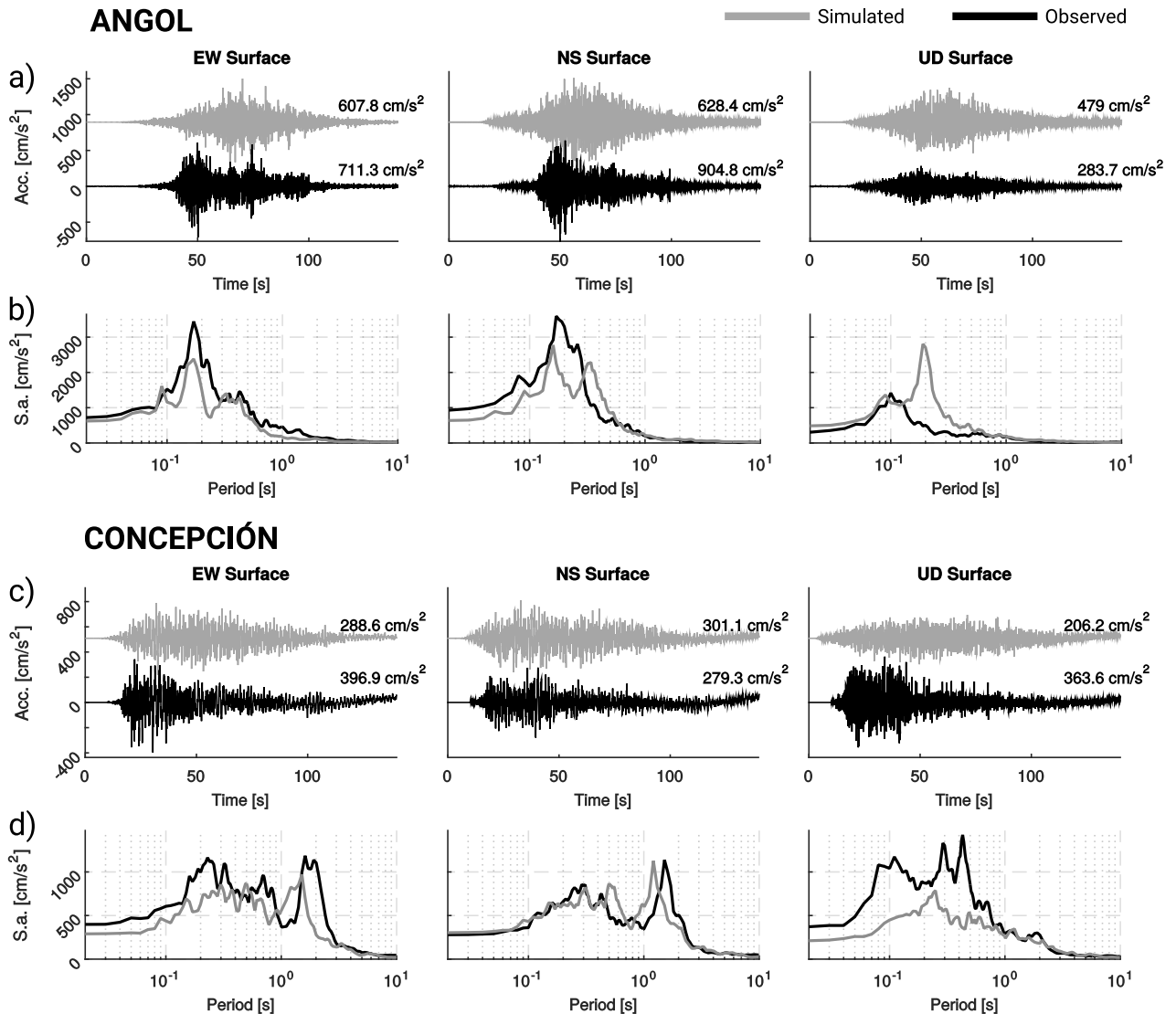


Figura 4.7: Comparación entre registros observados y simulados en las tres componentes EW, NS y UD en superficie para el terremoto de Maule. Los números indicados al costado de cada señal corresponde al PGA de cada registro. a) Acelerogramas en superficie para estación ANGO. b) Espectros de respuesta de pseudo-aceleración con un amortiguamiento del 5%. c) Acelerogramas en superficie para estación CONC. d) Espectros de respuesta de pseudo-aceleración con un amortiguamiento del 5%.

En general, la forma de los registros de aceleración es comparable en tiempo y en frecuencia. La diferencia entre los valores máximos de aceleración (PGA) entre los registros observados y sintéticos son pequeños en cada una de las componentes. Las estaciones ANGO y CONC mostradas en la Figura 4.7 son las que tienen mayores diferencias de PGA, aún así, la tendencia en la mayoría de los registros es a subestimar levemente el PGA (Figura 4.8a). No se logra obtener una forma idónea del registro de aceleración simulado con respecto al registro observado, puesto que los *peak* se alcanzan en diferentes tiempos. Sin embargo, la duración del registro es comparable. Los espectros de respuesta de pseudo-aceleración para los registros en superficie tiene importantes similitudes en las componentes horizontales (EW y NS) logrando simular las amplitudes y los períodos fundamentales en la gran mayoría de los casos.

Finalmente, se calcula la bondad del ajuste (GOF) (Graves & Pitarka, 2010) con el fin de validar el ajuste de frecuencias en las estaciones. Usando la ecuación 3.1 para obtener el residual de los espectros, la ecuación 3.2 para obtener el modelo bias y la ecuación 3.3 para calcular la desviación estándar, se obtiene la Figura 4.8, donde se observa un buen ajuste para períodos bajos (< 1 s). El comportamiento general en baja frecuencia o períodos largos suele tener una mayor desviación estándar, aunque está dentro de los errores de la metodología.

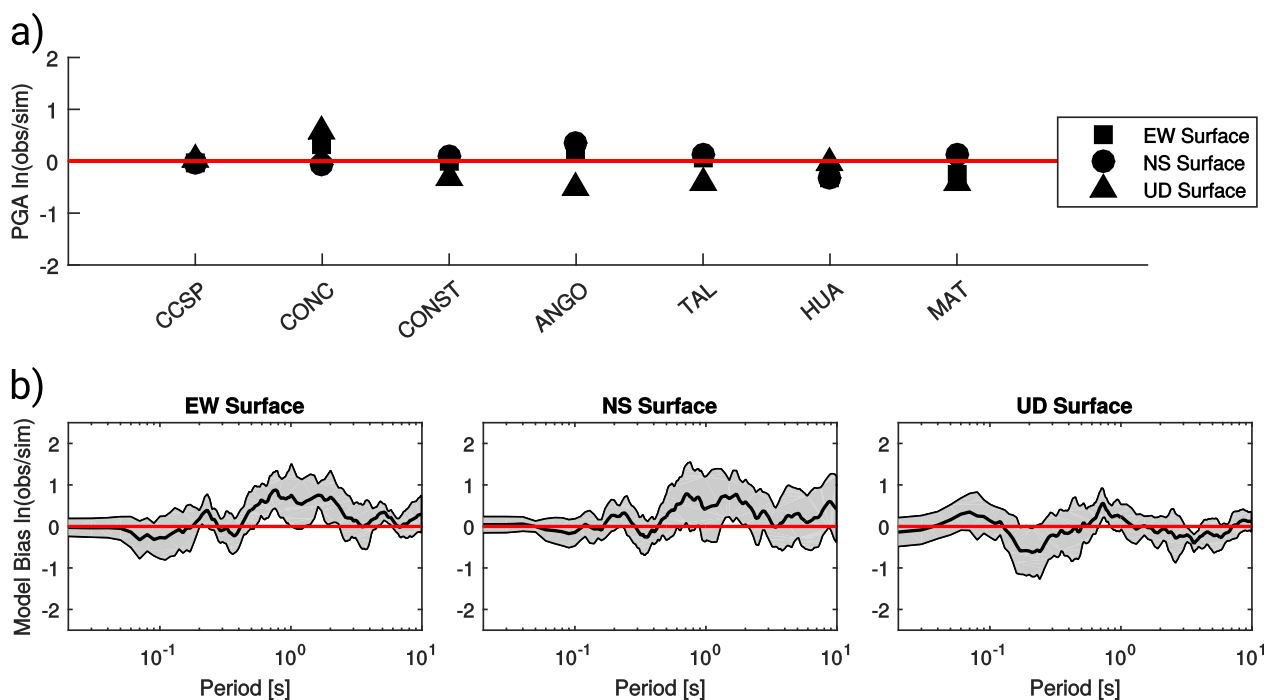


Figura 4.8: PGA y GOF para acelerogramas simulados y observados en sus tres componentes. a) Logaritmo natural de la diferencia de PGA entre registros observados y simulados para el terremoto de Maule M_w 8,8. b) GOF entre espectros de respuesta de pseudo-aceleración amortiguados al 5% entre los registros observados y simulados para estaciones en superficie que registraron el terremoto de Maule M_w 8,8.

4.5. Discusión

Los datos de desplazamiento en las tres componentes procesados por Vigny *et al.* (2011) y Moreno *et al.* (2012) utilizados para construir una distribución de deslizamiento cosísmico tienen importantes diferencias en las estaciones en común, que en ocasiones superan el 50%. Al invertir una distribución de deslizamiento cosísmico a partir de estos datos (Figura 4.4) se puede apreciar que los modelos presentan marcadas diferencias en cuanto a su distribución espacial, aunque de ambos se puede obtener información similar como los máximos concentrados en el norte del área de ruptura. Al invertir únicamente los datos de Vigny *et al.* (2011) (Figura 4.4a) se reproduce un modelo semejante al propuesto en su mismo estudio. El modelo calculado con los desplazamientos de Moreno *et al.* (2012) (Vigny+Moreno, Figura 4.4b) es diferente a lo mostrado en su mismo trabajo, una marcada diferencia es que Moreno *et al.* (2012) propone que el deslizamiento del sur del área de ruptura se concentra en una zona intermedia-profunda del *slab*, en cambio el modelo propuesto en este estudio concentra ese deslizamiento hacia la fosa. Estas diferencias se atribuyen a que Moreno *et al.* (2012) realiza una inversión conjunta con datos adicionales (InSAR). Dado que al invertir los desplazamientos cosísmicos de Vigny *et al.* (2011), se logra reproducir de forma clara el modelo propuesto en dicha publicación, se utiliza ese mismo *set* de datos para realizar nuevas pruebas.

Se obtiene un modelo de deslizamientos cosísmicos utilizando únicamente los desplazamientos verticales de Vigny *et al.* (2011). Este *test* se aplicó para cuantificar el efecto de invertir una componente de desplazamientos superficiales empleando el código implementado, puesto que para los terremotos del 21 y 22 de mayo de 1960 solo existen desplazamientos verticales. Los resultados (ver Figura 4.5) no logran reproducir de buena forma la distribución espacial que se obtuvo usando las tres componentes (este, norte, vertical). De hecho se pierde bastante información de lo que sucede en las zonas profundas del *slab* teniendo deslizamientos concentrados hacia la fosa en los primeros 20 km de profundidad. A los 30 – 40 km de profundidad, el modelo contiene pequeños parches asociados a artefactos de la inversión. También se observa que los residuales son bastante más bajos que los residuales del modelo que usa las tres componentes, en efecto, se obtienen buenos ajustes al reproducir los desplazamientos verticales, con errores < 20 cm. A pesar de no recuperar el mismo modelo, se logra estimar correctamente la extensión de la ruptura, los máximos de deslizamiento y el momento sísmico. En estos casos se mantienen valores semejantes a los otros modelos invertidos. Sin duda, la información a priori entregada en la inversión permite que los desplazamientos horizontales reproducidos en superficie se adecuen al contexto tectónico del área de estudio, obteniendo desplazamientos orientados hacia la fosa, en un ángulo contrario al del vector de velocidad de subducción. Con respecto a la resolución de los modelos, esta se verifica mediante un *test* de tablero de ajedrez (Figura 4.6), logrando una buena resolución en gran parte del contacto interplaca, excepto cerca de la fosa, debido a la poca sensibilidad de las observaciones de desplazamiento estático a esa distancia de la fuente.

Usando la distribución de deslizamientos cosísmicos estimada (Figura 4.4a) se generan acelerogramas sintéticos en superficie. La metodología propuesta incorpora parámetros físicos que permiten simular ondas P, SV y SH, con los cuales se puede descomponer y obtener finalmente un registro de aceleración en componentes EW, NS y UD. Se simulan acelerogramas de 7 estaciones que registraron el terremoto M_w 8,8 de Maule (2010). La metodología comprende dos etapas, primero se simulan registros en *borehole*, los cuales posteriormente se convolucionan con las SATF

calculados para cada sitio, generando finalmente el registro en superficie. Es importante notar que en ninguno de los sitios se tiene control de la profundidad que alcanza el basamento rocoso, por ende la elección de la profundidad del *borehole* es completamente arbitraria, a diferencia del caso de Tohoku (Capítulo 3). Es por esto que para calcular las SATF fue necesario considerar una determinada profundidad donde se alcanza el semiespacio, con una velocidad de onda S también asumida, pero que se estandarizó en cada sitio. Se establece que el basamento rocoso se alcanza a una profundidad mayor a 150 m y que la V_S del semiespacio es de 2000 m/s, este criterio se aplicó a aquellas estaciones que no alcanzaban una $V_S > 1500$ km/s, aunque estas últimas consideraciones podrían mejorar con perfiles geotécnicos detallados en los sitios de estudio, logrando una mejor caracterización del suelo en los lugares donde se instalan instrumentos. Con respecto a las SATF calculados, por un lado se observa que la mayoría alcanza amplitudes del suelo menores a 15 veces. Por otro lado, si bien existe una importante amplificación del suelo, ésta solo es predominante en ciertos períodos que en general se encuentran entre 0,08 y 0,5 s. El resultado de las SATF es sensible a factores como velocidad de ondas sísmicas, espesor de los estratos y ángulos de incidencia del rayo, por lo cual, la elección de la profundidad del *borehole* donde se simula el registro y posteriormente se consideran los estratos para calcular las SATF cambia los resultados tanto en amplitud como en los períodos donde se amplifican los distintos modos.

Para las series de tiempo de acelerogramas simulados del terremoto M_w 8,8 de Maule (2010) (Figura 4.7 y Apéndice B) se logra un ajuste comparable entre las amplitudes máximas de registros simulados y observados, así como la duración de los registros. En los registros de aceleración observados se aprecia la generación de dos pulsos de gran amplitud que, aunque son menos marcados que los registros del terremoto M_w 9,0 de Tohoku-Oki (Capítulo 3), no se logran reproducir con la metodología implementada. Esto podría deberse a efectos de fuente, en especial el modelo de ruptura que se utiliza como parámetro de entrada para simular los acelerogramas, lo cual se solucionaría al utilizar un modelo que explique los registros de alta frecuencia observados en superficie. Ruiz *et al.* (2012) proponen dos zonas de alta frecuencia localizadas a 25 km de profundidad, situadas al norte del hipocentro. De igual forma, Frankel (2016) ocupa cuatro zonas de alta frecuencia localizadas en la parte profunda del *slab*, intentando simular las zonas propuestas por Kurahashi e Irikura (2011) para el terremoto de Tohoku-Oki (2011), sin embargo, la reproducción de acelerogramas sintéticos de este autor no logra el objetivo de reproducir los dos pulsos de alta frecuencia, por lo que es necesario realizar nuevos estudios de las zonas de emergencia de alta frecuencia que controlan los registros observados. La falla finita usada en este trabajo, que comprende un modelo de distribución de deslizamiento cosísmico, no logra reproducir los dos pulsos de las observaciones. Esto se explica porque la distribución de deslizamientos cosísmicos se obtienen en un dominio de bajas frecuencias, por lo cual simular aceleraciones de alta frecuencia producto de estos modelos de ruptura no lograría reproducir la forma de las series de tiempo. Se observa que los *peak* de pseudo-aceleración espectral son comparables a la observación. Estos están controlados principalmente por las SATF, cuyo resultado final en el espectro de respuesta para cada sitio corresponde a una descomposición de las SATF calculados para cada onda de cuerpo. Estos amplifican la señal en determinados períodos, dependiendo de las características físicas del medio.

La metodología logra simular los espectros de respuesta de pseudo-aceleración en una ancha banda de frecuencias que tiende a bajos períodos (> 1 Hz), lo que se puede apreciar en el GOF (Figura 4.8). A pesar que posee diferencias individuales, la desviación estándar asociada al GOF entre los espectros de respuesta simulados y observados se mantiene en el rango en que son iguales. La similitud de los GOF entre las componentes EW y NS están dadas por la influencia de ondas SH

en la simulación, que al ser de gran amplitud, estarían controlando la pseudo-aceleración espectral en ambos, incluso manteniendo los períodos en que se sobreestima o subestima la aceleración. Con respecto al PGA, se observa que los registros observados y simulados en superficie alcanzan un buen ajuste para las componentes EW y NS, pero son mayores en la componente UD. A priori, no existe una tendencia con respecto a distancia hipocentral, componente de observación o distribución de estaciones para discriminar entre un buen o mal ajuste con respecto a la máxima aceleración.

4.6. Conclusiones

Con la metodología de inversión de desplazamientos cosísmicos es posible generar una distribución de deslizamientos en una superficie de falla dada para el terremoto M_w 8,8 de Maule (2010). A partir de los datos de Vigny *et al.* (2011) se obtiene un modelo que muestra dos aspe- rezas principales concentradas cerca de la fosa, tanto al norte como el sur del hipocentro, modelo similar a los obtenidos por otros autores (Vigny *et al.*, 2011; Yue *et al.*, 2014, y otros). La metodo- logía estocástica de falla finita modificada, permite generar acelerogramas sintéticos incorporando parámetros físicos con total libertad, permitiendo configurar funciones de una manera sencilla que controlan efectos de fuente, trayectoria y sitio del terremoto. Esto abre la posibilidad de mejorar las funciones utilizadas, considerando parámetros de atenuación geométrica, factor de calidad y dura- ción de los registros que sean acordes al contexto sismotectónico del área de estudio. Se generan acelerogramas sintéticos en superficie para el terremoto M_w 8,8 de Maule (2010). En general, se ob- serva que los registros simulados y observados tiene un ajuste comparable en el dominio del tiempo y las frecuencias. Aunque la forma de los registros simulados no es la misma que la observación, su duración y amplitud máxima tienen un buen ajuste. Con respecto a los espectros de respuesta simulados, en algunos sitios no se logra la pseudo-aceleración espectral observada, atribuida princi- palmente a la influencia de las SATF simulados con los perfiles de suelo disponibles. La necesidad de caracterizaciones geotécnicas que alcancen el basamento en cada sitio simulado es fundamental para tener una correcta simulación.

Capítulo 5

Modelos de ruptura para los terremotos del 21 y 22 de mayo de 1960

5.1. Introducción

Durante el mes de mayo de 1960 ocurre una de las secuencias sísmicas más inusuales registradas instrumentalmente (Cifuentes, 1989). Esta serie de eventos comenzó el 21 de mayo a las 10:02 UTC con un sismo M_w 8,1 en las cercanías de Curanilahue, posteriormente ocurrieron al menos 9 réplicas $M_s > 5,5$ documentadas por Cifuentes (1989). El 22 de mayo a las 19:11 UTC ocurre el terremoto M_w 9,5 (Kanamori, 1977), el evento sísmico más grande del que se tiene registro.

El terremoto ocurrido el 21 de mayo de 1960 fue estudiado por Cifuentes (1989) y Cifuentes & Silver (1989) con registros telesísmicos. Usando las amplitudes de la estación Tsukuba (Japón) determinan que el momento sísmico es de 2×10^{21} Nm, equivalente a M_w 8,1. Este sismo se localiza a los $37,824^\circ S$, $73,353^\circ W$, y se habría extendido cerca de 150 km, rompiendo entre los $37,03^\circ S$ y $38,74^\circ S$. Dado esto, el deslizamiento promedio asociado a este evento se encuentra en el rango de 1,2 – 1,8 m de *slip* (Cifuentes, 1989). Este terremoto no habría generado un gran tsunami (Berninghausen, 1962; Sievers *et al.*, 1963; Plafker & Savage, 1970) pero si al menos 9 réplicas de magnitud $M_s > 5,5$ incluyendo un evento M_s 7,8 que ocurre apenas 15 minutos antes del mega-terremoto del día siguiente (Duda, 1963; Kanamori & Cipar, 1974). A pesar del tamaño de este terremoto, no existen modelos de deslizamiento que puedan describir espacialmente la propagación de su ruptura.

El terremoto ocurrido el 22 de mayo de 1960 es del tipo interplaca tipo *thrust*, cuya ruptura se propaga por todo el contacto sismogénico desde la zona adyacente al primer evento (Cifuentes, 1989) hasta el Punto Triple Chileno, alcanzando una extensión de 920 ± 100 km (Press *et al.*, 1961; Ben-Menahem, 1971; Plafker, 1972; Kanamori & Cipar, 1974; Cifuentes, 1989; Linde & Silver, 1989). El tsunami generado por este evento tuvo consecuencias en Chile y en todo el océano Pacífico afectando zonas como Japón, Hawaii, Perú y Alaska, lo cual opacó el impacto generado por el primer evento. A partir de diferentes metodologías se ha calculado el tamaño de este terremoto usando la excitación de modos normales de la Tierra (Kanamori & Anderson, 1975), ondas G2 y R2 (Kanamori & Cipar, 1974), ondas de baja frecuencia (Cifuentes & Silver, 1989), desplazamientos estáticos (Linde & Silver, 1989; Barrientos & Ward, 1990), ondas de tsunami (Abe, 1979), entre otros, cuyos resultados muestran una variabilidad de la magnitud estimada entre M_w 9,2 – 9,6. Hasta el día de hoy la magnitud más aceptada para este mega-terremoto es la propuesta por Kanamori

& Anderson (1975) quienes estudiaron modos normales registrados por sismogramas en estaciones de Pasadena e Isabella, con ello obtienen un momento sísmico de 2×10^{23} Nm equivalente a una magnitud de momento M_w 9,5 (Ruiz & Madariaga, 2018). Plafker & Savage (1970) recopilaron cambios de nivel asociados a la ruptura de este mega-terremoto, datos que han permitido desarrollar modelos de distribución de deslizamiento (Barrientos & Ward, 1990; Moreno *et al.*, 2009; Fujii & Satake, 2013). Barrientos & Ward (1990) aplican un modelo de dislocación elástica con geometría de falla plana para calcular modelos de deslizamiento cosísmico con *slip* uniforme y variable. Moreno *et al.* (2009) ocupan un modelo 3D de elementos finitos con una geometría de *slab* derivada de diferentes técnicas geofísicas como gravedad, reflexión y refracción sísmica para obtener un nuevo modelo cosísmico para este terremoto, indagando en la importancia de la superficie de falla donde se aplique la dislocación. Fujii & Satake (2013) agregan datos de tsunami para realizar su inversión, usando 12 registros de forma de onda con los cuales realizan una inversión conjunta considerando efectos de distribución de alturas de agua y desplazamientos verticales. Los resultados propuestos por Barrientos & Ward (1990) y Moreno *et al.* (2009) poseen bastantes similitudes espacialmente, aunque el resultado de la inversión conjunta de Fujii & Satake (2013) presenta notorias diferencias con los modelos anteriores. Sin embargo, los autores concluyen que la inversión de datos geodésicos subestima el momento sísmico generado por el terremoto, estimado en $M_w \sim 9,3$.

Dado que el conocimiento de los patrones espaciales para ambos sismos es actualmente incompleto por la incertidumbre de los datos, en este capítulo se estiman modelos de deslizamiento estático para los terremotos M_w 8,1 del 21 de mayo y M_w 9,5 del 22 de mayo de 1960.

5.2. Desplazamientos en superficie

Se utilizan los datos recopilados por Plafker & Savage (1970), quienes 8 años después del mega-terremoto M_w 9,5 determinaron desplazamientos verticales en 155 sitios diferentes, consideraron cambios de nivel de la Ruta 5 y además, calcularon deformaciones horizontales (Figura 5.1).

La información de los desplazamientos verticales a lo largo de la costa están medidos con respecto al nivel del mar (Figura 5.1a), estos fueron determinados con diferentes métodos, específicamente se usaron:

- 7 Medidas de desplazamientos reportados por residentes locales (L)
- 55 Medidas de cambios en la línea de la marea alta, indicadas por residentes locales (TT)
- 104 Medidas de diferencias de altura de los límites de vegetación (VV)
- 1 Medida de diferencias entre límite de posición de mejillones (MM)

Los desplazamientos de cada sitio tienen asociados una precisión, de esta manera Plafker & Savage (1970) considera como bueno ($\pm 0,2$ m), razonable ($\pm 0,4$ m) y pobre ($\pm 0,6$ m) según la incerteza de sus mediciones (Figura 5.1b). Para los 7 sitios reportados por autoridades y residentes locales (L) se señala que la precisión es desconocida, sin embargo, en este estudio se considera con una precisión razonable ($\pm 0,4$ m) dado que uno de los puntos supone el segundo mayor alzamiento medido en el área de ruptura (Isla Guafo con 3,6 m).

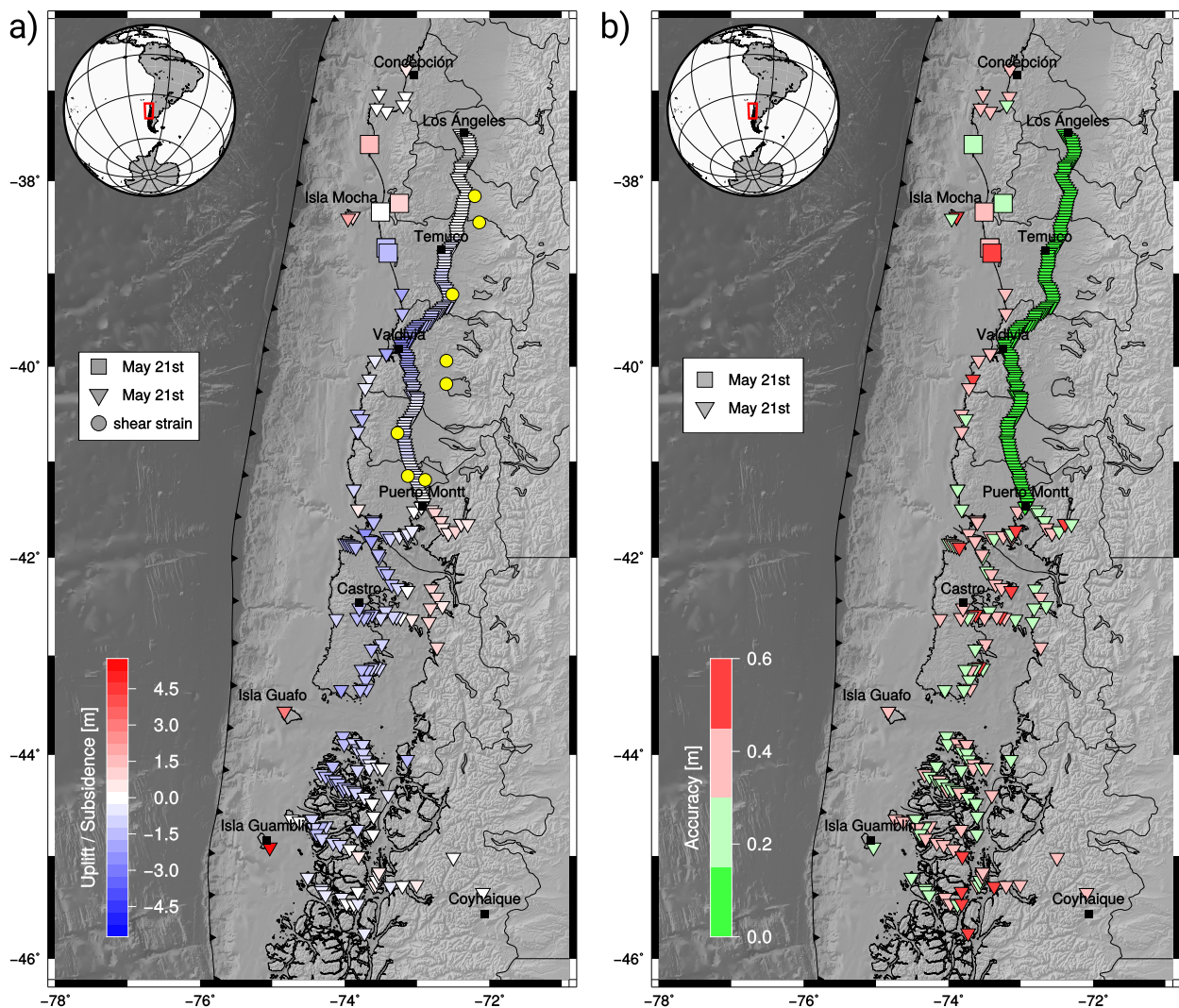


Figura 5.1: Desplazamientos verticales asociados a los terremotos de mayo de 1960. a) Alzamientos y subsidencias para el terremoto del 21 de mayo (cuadrados) y el terremoto del 22 de mayo (triángulos invertidos). Los colores desde azul a rojo, indican subsidencia y alzamiento respectivamente. En color amarillo se indican los puntos donde Plafker & Savage (1970) calcularon deformaciones horizontales. b) Errores asociados a cada medición, en tonos verdes se indican datos con buena precisión, en rosado aquellos datos con una precisión regular y en rojo los datos con una precisión pobre.

En 12 de los 155 sitios se consideró más de un método para medir el desplazamiento vertical, por lo cual se escogieron los puntos que tenían una mejor precisión. Plafker & Savage (1970) describen que los sitios estudiados se encontraban cercanos a roca dura, sin embargo, en su trabajo indican aquellos sitios que pudieron haber sido afectados por subsidencia debido a depósitos poco consolidados. Estos datos ubicados en áreas de depósitos poco consolidados fueron descartados, por no asegurar que el desplazamiento esté relacionado a la etapa cosísmica del terremoto.

La información de la nivelación en la Ruta 5 demuestra el control del terremoto en el continente, alejado de puntos costeros. La línea de 700 km desde Los Ángeles hasta Puerto Montt corresponden a datos otorgados por el Instituto Geográfico Militar (Chile), ellos calcularon el cambio de nivel

entre las campañas de los años 1957-1959 y 1963-1964. Plafker & Savage (1970) indican que estos ajustes verticales tendría una precisión asociada a la decena de centímetros ($\pm 0,1$ m).

Con respecto a las deformaciones horizontales, estas se reducen a la zona comprendida entre los $38^{\circ}S$ y $41^{\circ}S$ donde el Instituto Geográfico Militar (Chile) realizaron triangulaciones de primer orden en el valle central durante 1950-1952, y posteriormente en 1966-1968. Plafker & Savage (1970) utilizan los cambios de ángulos observados a lo largo del arco de triangulaciones para calcular deformaciones de corte superficiales en 8 sitios (puntos amarillos de Figura 5.1a), mediante el método descrito por Frank (1966).

Finalmente, estudiando la secuencia temporal de los terremotos de mayo de 1960, Plafker & Savage (1970) describen que la mayoría de los desplazamientos verticales están asociados al terremoto del 22 de mayo, pero algunos estarían asociados al terremoto del 21 de mayo. Basados en entrevistas a residentes y autoridades locales, Plafker & Savage (1970) mencionan que algunos desplazamientos costeros ocurridos en la península de Arauco se provocaron a causa del primer movimiento, y que Isla Mocha no parece haber estado involucrada en los desplazamientos asociados al terremoto del 21 de mayo. Bajo esta observación, en la Figura 5.1a se muestran los desplazamientos verticales asociados a los terremotos del 21 de mayo (cuadrados) y 22 de mayo (triángulos invertidos).

5.3. Metodología

Se estima la distribución espacial de deslizamiento cosísmico utilizando un método de inversión bayesiano que entrega una densidad de probabilidad a posteriori, es decir, combina información de los datos y el conocimiento a priori del modelo, y en particular entrega un modelo de máxima verosimilitud. Se utilizan los datos mostrados en la Figura 5.1a con la precisión asociada a cada sitio (Figura 5.1b).

Para el terremoto del 21 de mayo se realizan dos modelos, cuya diferencia radica en la utilización de los datos en función de su precisión (ver cuadrados en Figura 5.1). El Modelo 1 descarta aquellos sitios que tengan una precisión pobre ($\pm 0,6$ m) y cuyos desplazamientos estén asociados a subsidencia superficial de depósitos poco consolidados, quedando solo 3 sitios. El Modelo 2 descarta los sitios con una precisión razonable ($\pm 0,4$ m) y pobre ($\pm 0,6$ m), puesto que los valores de desplazamiento vertical son menores que la precisión asociada. Para el mega-terremoto del 22 de mayo se realiza un modelo que se infiere a partir de todos los desplazamientos verticales (ver triángulos invertidos en Figura 5.1), incluyendo datos con precisión buena, razonable y pobre, a excepción de aquellos sitios cuyos desplazamientos estén asociados a subsidencia superficial de depósitos poco consolidados. Con respecto a los sitios donde Plafker & Savage (1970) calcularon deformaciones de corte horizontales, estos no fueron utilizados, ya que las triangulaciones realizadas comprenden al menos 14 años de deformación, por lo tanto es una suma del presísmico, cosísmico y postsísmico del terremoto y sus réplicas asociadas. Además, al ser las deformaciones cantidades diferenciales, estas son afectadas en mucha mayor medida por el postsísmico en comparación con los desplazamientos verticales.

En cada caso señalado, se aplica la metodología detallada en el Capítulo 2. Es decir, se calcula un modelo directo usando la formulación propuesta por Okada (1985), quien describe la deformación elástica de un semiespacio isótropo y homogéneo. La superficie del contacto interplaca es aproximada discretizando una extensión del modelo de Tassara & Echaurren (2012), abarcando el contacto sismogénico entre los $18^{\circ}S$ y $46^{\circ}S$, el cual es discretizado en celdas de 10 km x 10 km. Se realiza una inversión con restricciones, específicamente se limita la dirección del deslizamiento asignando un valor de libertad para el ángulo de deslizamiento. Como resultado, se obtiene una comparación entre los datos utilizados y los datos predichos, además se obtiene la distribución de deslizamiento estimada que maximiza la densidad de probabilidad a posteriori. Finalmente, se verifica la resolución espacial de los modelos mediante un *test* de tablero de ajedrez con parches sintéticos de 50 km x 50 km.

Para los modelos invertidos del terremoto del 21 de mayo, se consideró un problema con restricciones al acotar la dirección del deslizamiento en $\pm 5^{\circ}$, también se aplicó un *taper* para restringir el alcance de la ruptura estimada a la zona sismogénica, lo cual se impone entre 55 – 70 km de profundidad. Además se toma en cuenta una longitud de correlación espacial (λ) de 30 y 25 km para el Modelo 1 y Modelo 2 respectivamente, dado el espaciamiento relativo entre los sitios y la fuente, finalmente, se fija una razón entre la desviación estándar a priori del deslizamiento ($\sigma^{(u)}$), ver ecuación 2.18) y el desplazamiento máximo observado de 7 y 15 para el Modelo 1 y Modelo 2 respectivamente.

Para los modelos invertidos del terremoto del 22 de mayo, se plantea un problema con restricciones. Primero se acota la dirección del deslizamiento en 5° , se aplica una apodización del deslizamiento entre 55 – 70 km de profundidad para disminuir la cantidad de deslizamiento comprendido en esa zona, se toma en cuenta una longitud de correlación (λ) de 70 km, y por último, se fija una razón entre la desviación estándar a priori del deslizamiento y el desplazamiento máximo observado de 22. Los altos valores para la razón entre la desviación estándar a priori del deslizamiento y el desplazamiento máximo observado se debe a la utilización de una sola componente de los desplazamientos, teniendo que ajustar este parámetro para tener deslizamientos en la superficie de falla que predigan desplazamientos en superficie comparables con las observaciones. Esta particularidad ya se observó en el Capítulo 4 con el terremoto de Maule.

5.4. Resultados

5.4.1. Terremoto del 21 de mayo

Se invierte la distribución de deslizamiento del terremoto del 21 de mayo de 1960, a partir de desplazamientos verticales en superficie. La Figura 5.2 muestra los resultados obtenidos para el Modelo 1 (Figura 5.2a) y Modelo 2 (Figura 5.2b) descritos en el presente capítulo.

Los resultados de la inversión del Modelo 1 (Figura 5.2a) muestra una gran aspereza en la zona más profunda del contacto interplaca que contiene la mayor parte del momento sísmico, sin embargo el modelo contiene una segunda aspereza con deslizamientos < 1 m bajo la Isla Mocha. Se obtiene un momento sísmico escalar de $1,79 \times 10^{21}$ Nm, y usando un módulo de cizalle de 33 GPa se obtiene una magnitud de momento sísmico de $M_w 8,1$. Se estima un máximo deslizamiento de

4,26 m y un deslizamiento promedio en el plano de falla de 1,11 m. Se observa que los vectores de desplazamiento vertical de la Figura 5.2a logran ser ajustados satisfactoriamente, a excepción del punto que se encuentra en el sur, frente a Isla Mocha. En efecto, la norma de los residuales de las componentes verticales en la inversión es de 0,3 m, valor que está influenciado por el resultado del sitio ubicado al sur, ya que a pesar de que la observación indica una subsidencia de 0,2 m el modelo reproduce un alzamiento de 0,29 m, lo que se explica por la alta desviación estándar asociada a este sitio (precisión razonable de $\pm 0,4$ m).

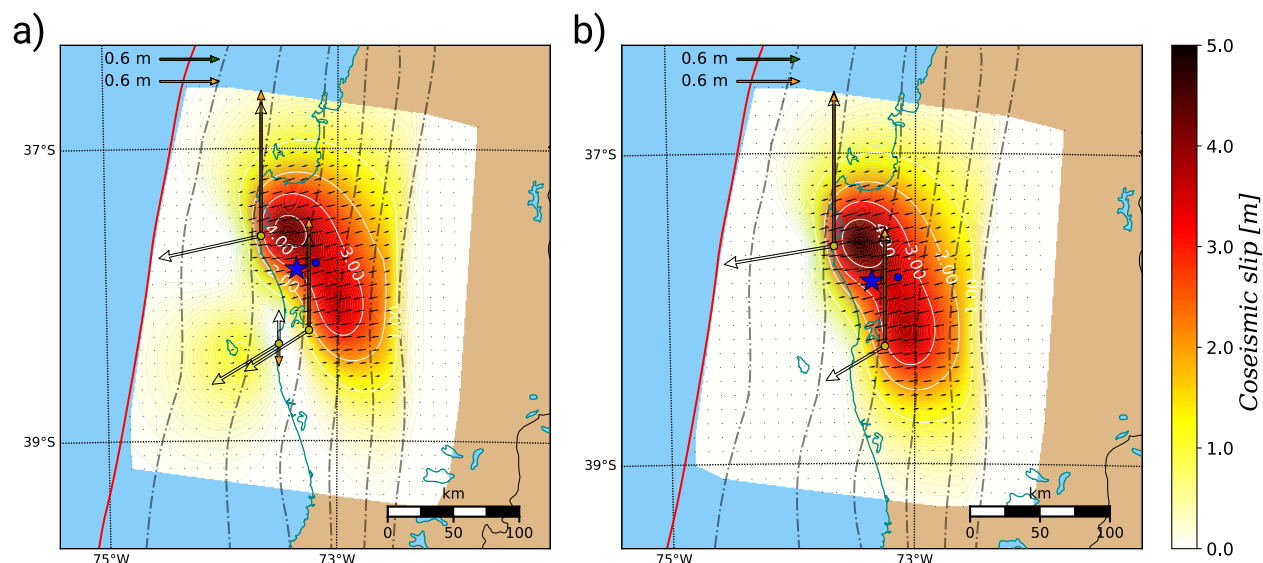


Figura 5.2: Modelo de ruptura del terremoto del 21 de mayo. Los colores cálidos muestran la cantidad de deslizamiento espacial que se cuantifica en la escala lateral. Las líneas blancas muestran los isocontornos de *slip* cada 1 m. Los vectores de color naranja indican los desplazamientos en su componente vertical. La estrella azul corresponde al hipocentro (USGS) y el punto azul muestra el centroide del terremoto. a) Modelo 1. b) Modelo 2.

Los resultados de la inversión del Modelo 2 (Figura 5.2b) tiene bastantes similitudes al Modelo 1, recordando que la única diferencia entre ellos es la utilización del sitio frente a Isla Mocha. El Modelo 2 muestra una única gran aspereza en la zona más profunda del contacto interplaca con un máximo deslizamiento de 4,6 m y un deslizamiento promedio de 1,35 m. Se obtiene un momento sísmico escalar de $1,64 \times 10^{21}$ Nm, y usando un módulo de cizalle de 33 GPa se obtiene una magnitud de momento sísmico de M_w 8,07. La norma de los residuales de las componentes verticales en la inversión es de 0,1 m, logrando un buen ajuste. Tanto en los Modelos 1 y Modelos 2 se reproduce un desplazamiento horizontal, que tiene una dirección preferentemente sur-oeste, con máximos del orden de 1,2 m en los sitios costeros donde hay disponibilidad de datos (Plafker & Savage, 1970).

Se verifica la resolución espacial de los modelos mediante un *test* de tablero de ajedrez (Figura 5.3), es decir, a partir de un patrón de deslizamiento en forma de tablero de ajedrez con celdas de $50 \text{ km} \times 50 \text{ km}$ se predicen datos sintéticos en cada estación (Figura 5.3a). La inversión de esos datos sintéticos se muestra en la Figura 5.3b.

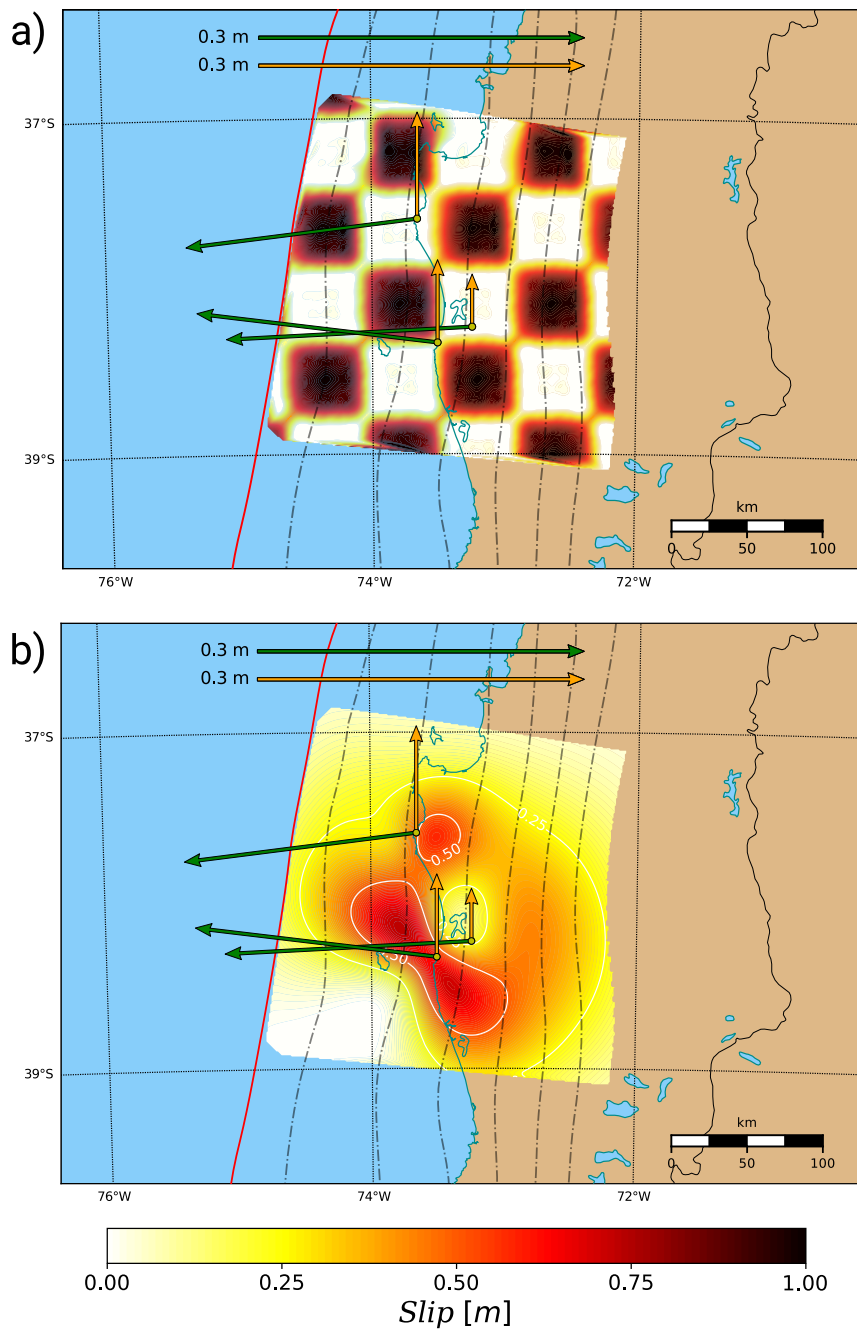


Figura 5.3: Modelo de tablero de ajedrez. Los vectores de color verde indican el desplazamiento de las componentes horizontales y los vectores de color naranja indican los desplazamientos de su componente vertical. a) Datos sintéticos. b) Resultados de la inversión.

5.4.2. Terremoto del 22 de mayo

Del mismo modo que para el terremoto del 21 de mayo, se invierte la distribución de deslizamiento del mega-terremoto del 22 de mayo de 1960 a partir de desplazamientos verticales en superficie (Figura 5.1). La Figura 5.4 muestra el resultado obtenido.

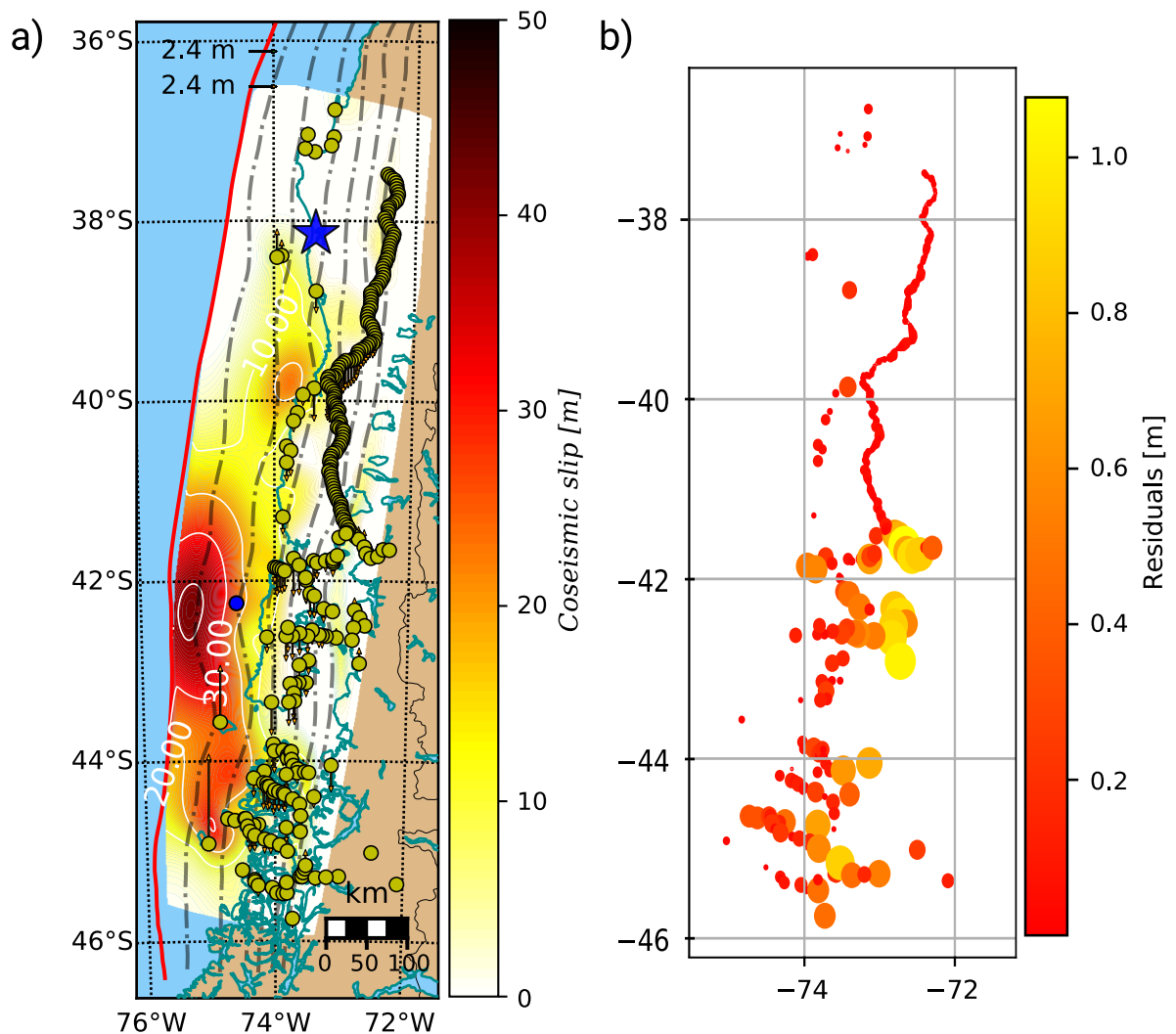


Figura 5.4: a) Modelo de ruptura del terremoto del 22 de mayo. Los colores cálidos muestran la cantidad de deslizamiento cuantificada en la escala lateral. Las líneas blancas muestran los isocontornos de *slip* cada 10 m. Los vectores de color naranja indican los desplazamientos observados en su componente vertical. La estrella azul corresponde al hipocentro (USGS) y el punto azul muestra el centroide del terremoto. b) Residuales en función de su posición asociados al terremoto, el tamaño de cada círculo y su color indican mayor diferencia entre el desplazamiento observado y reproducido.

Los resultados de la inversión (Figura 5.4a) donde solamente se utilizaron desplazamientos verticales, muestra que el terremoto se extiende desde el sur de la península de Arauco hasta el Punto Triple Chileno, alcanzando un máximo deslizamiento de 42 m y un deslizamiento promedio de 11 m. El modelo presenta al menos 3 asperezas de diferentes proporciones. El modelo concentra una gran aspereza del orden de 200 km de extensión situada hacia la fosa, frente a la Isla de Chiloé entre los 41°S y 43°S. Ésta, tiene deslizamientos mayores a 30 m con un máximo de 41,5 m aproximadamente a los 42,25°S. Una segunda aspereza se concentra bajo la localidad de Valdivia en la parte más profunda del contacto interplaca, y aunque el área que abarca es bastante menor a la primera aspereza, su máximo deslizamiento es superior a 20 m. Existe una tercera aspereza que se concentra en el extremo sur del área de ruptura, donde el máximo deslizamiento en superficie es de 5,7 m

en Isla Guamblin justificaría su presencia. Se obtiene un momento sísmico escalar de $9,17 \times 10^{22}$ Nm, y usando un módulo de cizalle de 50 GPa se obtiene una magnitud de momento sísmico de M_w 9,24, en cambio, al usar un módulo de cizalle de 33 GPa se obtiene un magnitud M_w 9,12. Los residuales de las componentes verticales en la inversión está graficada en la Figura 5.4b, en ella se observa que éstos son menores a 1,2 m. El RMS asociado a estos residuales corresponde a 0,24 m.

Mediante un *test* de tablero de ajedrez se determina dónde existe resolución espacial a partir de las posiciones en que hay datos disponibles (ver Figura 5.5). Siguiendo el mismo procedimiento que el caso anterior, con celdas de $50 \text{ km} \times 50 \text{ km}$, se realiza la respectiva inversión (ver Figura 5.5b).

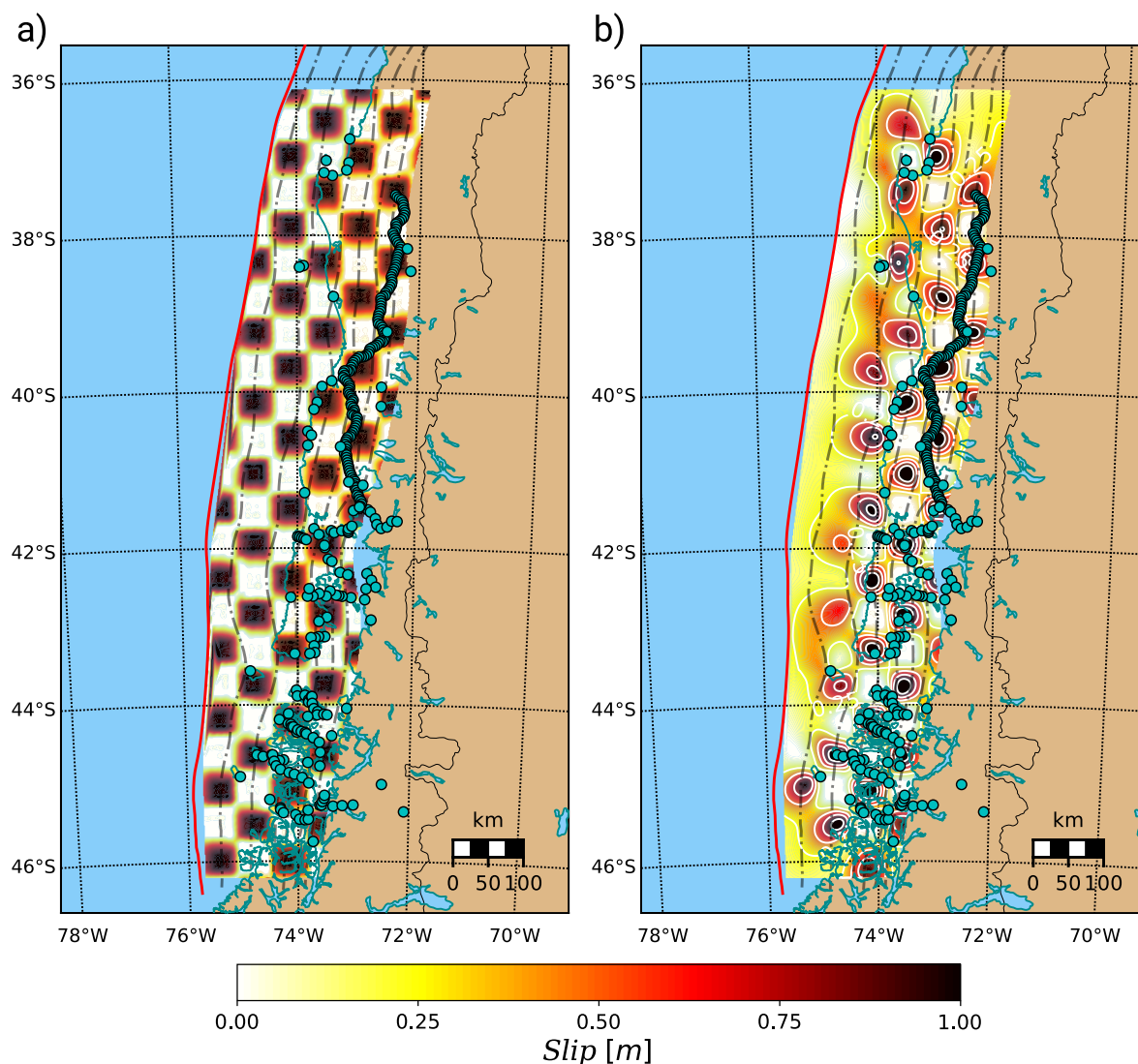


Figura 5.5: Modelo de tablero de ajedrez. Los puntos color celeste corresponden a los sitios donde hay datos de desplazamientos verticales. a) Datos sintéticos. b) Resultados de la inversión.

5.5. Discusión

Se obtienen modelos de ruptura para los terremotos del 21 y 22 de mayo de 1960. El conjunto de datos recopilado por Plafker & Savage (1970) es una fuente invaluable de información que entrega desplazamientos verticales medidos en terreno en toda el área de ruptura, sin esta información sería imposible la reconstrucción de la ruptura de estos terremotos y menos entender, hasta cierto punto, las características de ambos. Sin embargo, los modelos estimados tienen un grado de incerteza, puesto que no representan fielmente el desplazamiento cosísmico. Esto se debe a que muchas líneas base (como la ruta 5 Sur o triangulaciones) poseen información mezclada del presísmico, cosísmico y postsísmico que es imposible separar, incluso los desplazamientos verticales podrían contener parte del postsísmico de los terremotos. Los desplazamientos verticales usados en el presente trabajo son los únicos datos medidos en el campo regional luego de los terremotos del 21 y 22 de mayo de 1960.

Con respecto a los modelos estimados para el terremoto del 21 de mayo de 1960, se utilizan los desplazamientos verticales que Plafker & Savage (1970) señalan como aquellos causados por el primer movimiento. Estos corresponden a cinco sitios costeros (ver Figura 5.1) situados entre los $37,5^{\circ}S$ y $39^{\circ}S$, de los cuales se descartan dos sitios ubicados en Isla Mocha, puesto que autoridades y residentes locales señalaron que no habría ocurrido un desplazamiento asociado a este terremoto. Para construir tanto el Modelo 1 (Figura 5.2a) como el Modelo 2 (Figura 5.2b) se descartan dos sitios ubicados más al sur ya que tienen una precisión pobre ($\pm 0,6$ m), y están ubicados en zonas con subsidencia superficial debido a depósitos poco consolidados. Estos datos son descartados porque no hay seguridad que la observación esté asociada directamente con el cosísmico del terremoto estudiado. El Modelo 1 contempla tres sitios de los cuales dos presentan un alzamiento > 1 m en la península de Arauco y el tercero muestra una subsidencia frente a Isla Mocha. Se logra un buen ajuste en los datos de la península, no así el sitio frente a Isla Mocha, ya que para reproducir el deslizamiento requiere que ocurra un alzamiento en vez de una subsidencia, esto probablemente esté influenciado por la precisión de la medición con un error de $\pm 0,4$ m. Realizando más pruebas con los sitios mencionados se decide quitar este punto situado al sur, puesto que no se tiene seguridad de la medición, observando que en una distancia menor a 20 km hay sitios que presentan un cambio importante entre alzamiento y subsidencia. Para el método de inversión utilizado esto implica que debería incorporar un segundo parche de deslizamiento entre la fosa y línea de costa con gran momento sísmico para reproducir las observaciones. Como resultado de quitar el sitio discutido, se obtiene el Modelo 2 que muestra una forma bastante similar al Modelo 1 con la diferencia que concuerda con el relato de residentes y autoridades locales quienes indican que Isla Mocha no habría sufrido el impacto del primer evento y además, el movimiento asociado a este evento sería principalmente de alzamiento en ciudades como Lebu (Sievers *et al.*, 1963). Finalmente, el Modelo 2 del terremoto $M_w 8,1$ del 21 de mayo de 1960 (Figura 5.3b) reproduce de mejor manera las observaciones. Con respecto a la resolución de los modelos, el tablero de ajedrez calculado (Figura 5.3) muestra que las zonas en que está el máximo deslizamiento de los modelos se logra recuperar de buena forma dados los pocos sitios que se emplea para realizar la inversión.

El terremoto del 21 de mayo de 1960 corresponde a un sismo interplaca que rompe la zona profunda del contacto, con una ruptura que se propaga hacia el sur, pero que cercano al hipocentro concentraría el mayor momento sísmico. El resultado es comparable con lo que propone Cifuentes (1989) en relación al patrón de ruptura situado entre los $37^{\circ}S$ y los $39^{\circ}S$, el deslizamiento promedio

que está dentro del rango estimado, y la magnitud calculada. Lamentablemente, no existen otros estudios con los cuales comparar los resultados obtenidos. Siguiendo la clasificación de terremotos de subducción y su disposición espacial a lo largo del *dip* propuesta por Lay *et al.* (2012), el terremoto M_w 8,1 del 21 de mayo habría ocurrido en el dominio C, al igual que terremotos como el M_w 8,0 de Antofagasta (1995), M_w 7,7 de Tocopilla (2007), M_w 7,7 de Arauco (1975), entre otros eventos $M_w \geq 7,5$ ocurridos a lo largo de Chile (Ruiz & Madariaga, 2018). La principal característica de estos terremotos es que rompen la parte profunda del contacto, por lo que no generan un tsunami de grandes proporciones. Además, la sismicidad posterior a estos eventos se concentraría muy cerca de penínsulas adyacentes, tal es el caso de la península de Mejillones para el terremoto de Antofagasta (1995) y la península de Arauco para el terremoto del 21 de mayo de 1960. Cifuentes (1989) propone que en la secuencia sísmica de 1960 en la península de Arauco se concentró gran parte de las réplicas, lo cual se explicaría por la concentración de esfuerzos a largo plazo producto de la presencia de la zona de fractura (FZ) de Mocha. Esta estructura batimétrica sería la causante del alzamiento de la península y por otro lado de la acumulación de esfuerzos que en ocasiones se manifiesta con alta sismicidad.

El modelo obtenido para el terremoto del 22 de mayo (Figura 5.4) se construye a partir de los datos recopilados por Plafker & Savage (1970). De los datos disponibles se usaron todos los asociados al terremoto del 22 de mayo, excepto los sitios que presentaban subsidencia superficial debido a depósitos poco consolidados. El modelo (Figura 5.4a) se construye con 139 desplazamientos verticales costeros y 150 datos de nivelación de la ruta 5 que controlan la información en el valle central. El modelo obtenido muestra una zona con alto deslizamiento hacia la fosa, frente a la Isla de Chiloé. Este parche concentraría gran parte del momento sísmico. En efecto, el terremoto comenzaría en el extremo norte del área de ruptura, se habría propagado hacia el sur activando una primera zona de máximo deslizamiento en la parte profunda del contacto, bajo la ciudad de Valdivia, con máximos deslizamientos > 20 m. Luego la ruptura se propaga hacia el sur hasta aproximadamente los $42^\circ S$ donde se activa una aspereza de casi 200 km de extensión con máximos deslizamientos > 40 m. Finalmente la ruptura activaría una tercera región, mucho más pequeña, con un máximo deslizamiento cercano a los 30 m, próximo a Isla Guambelín. Este modelo propuesto conserva similitudes con el modelo presentado por Fujii & Satake (2013), donde combina los datos de desplazamientos verticales de Plafker & Savage (1970) y formas de onda de tsunami para generar un modelo de ruptura en 27 subfallas. En ese modelo se muestra un máximo deslizamiento bajo la región de Valdivia (32 m) pero también deslizamientos > 20 m cercanos a la fosa, frente a la Isla de Chiloé. A pesar de conservar similitudes con el trabajo de Fujii & Satake (2013), el modelo de ruptura presentado es muy diferente a lo que muestran Barrientos & Ward (1990) y Moreno *et al.* (2009). En estos casos, se observan dos parches de mayor deslizamiento en la región norte y una tercera zona de gran deslizamiento en el extremo sur del área de ruptura. Con respecto a esto, se discute la gran influencia que tienen los 8 sitios donde Plafker & Savage (1970) calculan deformaciones horizontales entre los $38^\circ S$ y $42^\circ S$. Estas deformaciones tienen valores significativos del orden de $50 \mu\epsilon$ que muestran una tendencia este-oeste. Para verificar la influencia de estos sitios, se prueba añadiendo desplazamientos horizontales que mantienen la tendencia de las deformaciones. El resultado muestra que para reproducir los modelos propuestos por Barrientos & Ward (1990) y Moreno *et al.* (2009) es necesario incorporar desplazamientos entre 3 y 6 m en los 8 sitios, lo cual es un valor poco plausible por ubicarse a más de 100 km del área de ruptura. Dado esto, se dejó de lado estos datos para estimar un modelo de distribución de deslizamiento, ya que las deformaciones horizontales son afectadas en mayor medida por el postsísmico en comparación a los desplazamientos verticales y además sólo se concentran en el norte del área de ruptura, sin tener

información desde los $42^{\circ}S$ hasta los $46^{\circ}S$. En esta misma línea, estudios recientes de Kanamori & Rivera (2017) indican que en la zona al interior del área de ruptura del terremoto de 1960 habrían ocurrido rupturas laterales con tendencia norte-sur, el mecanismo se ajustaría a un movimiento de la zona de falla cortical Liquiñe-Ofqui (LOFZ) que se extiende más de 1200 km en las regiones aledañas al terremoto (Figura 5.6). Por último, al realizar la prueba del tablero de ajedrez (Figura 5.5) se observa una buena resolución en gran parte del contacto interplaca, excepto cerca de la fosa, debido a la poca sensibilidad de las observaciones de desplazamiento estático a esa distancia de la fuente.

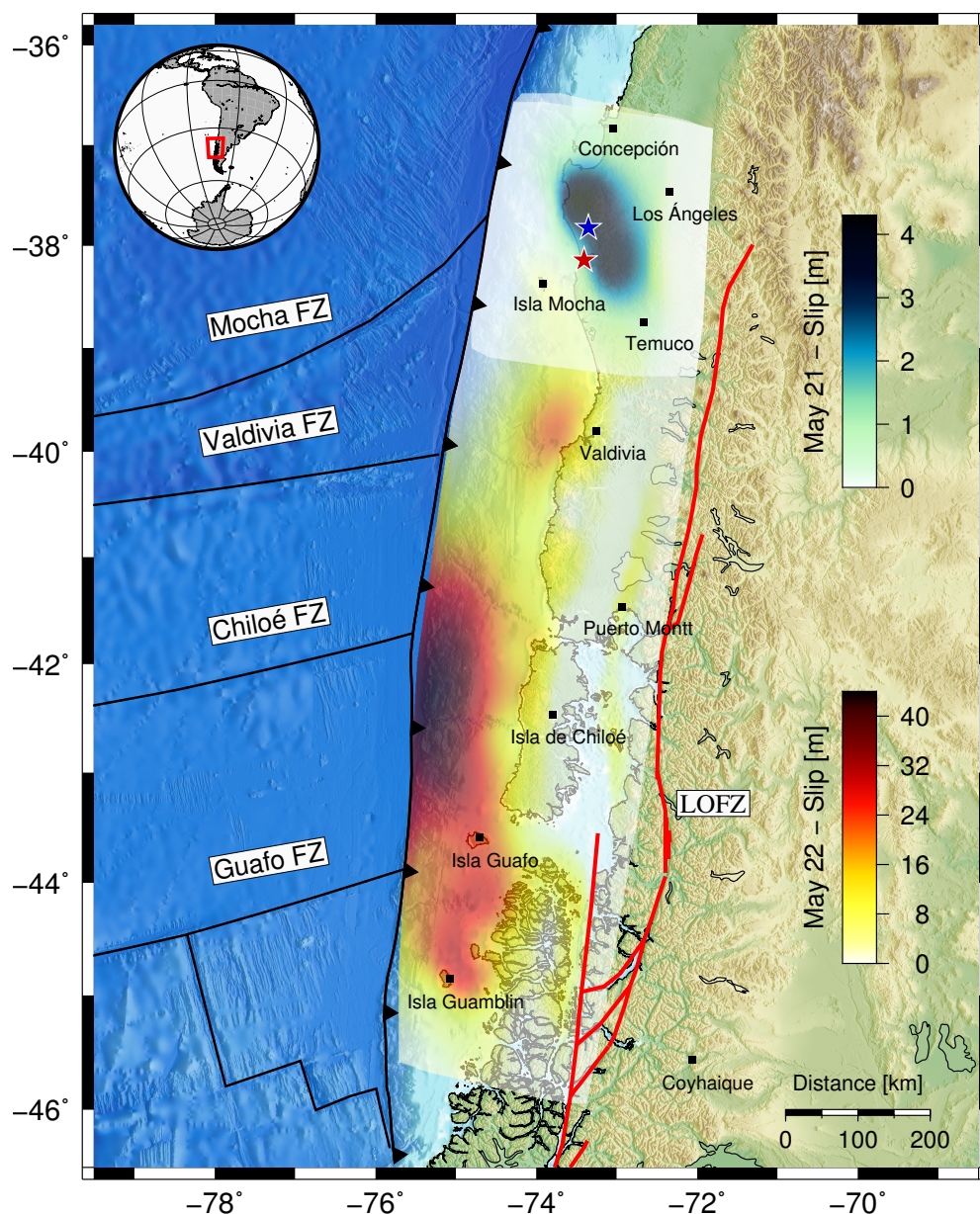


Figura 5.6: Modelos de deslizamiento para los terremotos M_w 8,1 del 21 de mayo (paleta de colores *ocean*) y M_w 9,5 del 22 de mayo (paleta de colores *hot*). La estrella azul indica el hipocentro del terremoto del 21 de mayo, y la estrella roja indica el hipocentro del terremoto del 22 de mayo. En el mapa se indican las principales estructuras batimétricas de la región (Mocha FZ, Valdivia FZ, Chiloé FZ, Guafo FZ) y la falla cortical Liquiñe-Ofqui (LOFZ) en rojo.

El terremoto del 22 de mayo de 1960 corresponde a un sismo interplaca que rompe todo el contacto desde los $38^{\circ}S$ hasta los $45^{\circ}S$. Según el modelo obtenido, la ruptura se propaga desde el hipocentro hacia el sur, activando al menos 3 asperezas de mayor deslizamiento. La primera bajo Valdivia en la zona más profunda del contacto a unos 20 – 30 km de profundidad. La segunda se ubica hacia la fosa frente a la Isla de Chiloé, esta corresponde a la aspereza de mayor tamaño y momento sísmico de toda el área de ruptura. La tercera aspereza se localiza en el extremo sur del área de ruptura, entre Isla Guafo e Isla Guablín. Dentro de la tectónica local, el terremoto del 22 de mayo de 1960 ocurre entre la Mocha FZ y el Punto Triple Chileno, restringido entre estas dos estructuras batimétricas que habrían actuado como barreras (Contreras-Reyes & Carrizo, 2011). La aspereza de mayor momento sísmico estaría ubicada en una zona comprendida entre la Chiloé FZ y Guafo FZ (Figura 5.6). Estas FZ habrían controlado la extensión del máximo deslizamiento en el sur. La magnitud de momento calculada en base a estos modelos geodésicos corresponde a una estimación entre $M_w 9,2 - 9,3$, empleando un módulo de corte de 50 GPa (Barrientos & Ward, 1990). Esta magnitud subestima el momento sísmico calculado con otras metodologías como modos normales de oscilación de la Tierra (Kanamori & Anderson, 1975), esto confirma el déficit de momento sísmico geodésico reportado por Barrientos & Ward (1990) quienes especulan que esto se debería a que el modelo geodésico tendría más deslizamiento cercano a la fosa y que este no estaría bien constreñido debido a la resolución del modelo (Figura 5.5).

5.6. Conclusiones

La secuencia sísmica de mayo de 1960 comenzó con un terremoto interplaca de magnitud $M_w 8,1$, ocurrido bajo la península de Arauco entre los $37^{\circ}S$ y $38,8^{\circ}S$ aproximadamente. El 22 de mayo, 33 horas después ocurre un terremoto $M_w 9,5$, sin embargo, en los modelos geodésicos se estimó un momento sísmico al menos tres veces menor. Este terremoto ocurre entre los $38^{\circ}S$ y $45^{\circ}S$ limitado principalmente por dos estructuras batimétricas que funcionarían como barrera. El modelo obtenido para el terremoto del 22 de mayo supone un nuevo modelo de ruptura para este evento, aunque es muy diferente a los modelos aceptados hoy en día (Barrientos & Ward, 1990; Moreno *et al.*, 2009). Para construir el modelo aquí propuesto, se utilizan solo los desplazamientos verticales asociados al terremoto del 22 de mayo descartando las deformaciones horizontales, ya que estudios recientes de Kanamori & Rivera (2017) confirmarían una componente de deformación norte-sur asociado al movimiento de la LOFZ. Por un lado, las deformaciones horizontales calculadas por Plafker & Savage (1970) se ubican únicamente en la parte norte del área de ruptura, añadiendo información dudosa al problema. Y por otro lado, estas deformaciones horizontales son susceptibles a otra etapas del ciclo sísmico que, puesto que se calculan en base a mediciones entre 1950-1952 y 1966-1968. Al utilizar estos datos se demuestra que generan las asperezas de mayor deslizamiento en el norte del área de ruptura presentes en los modelos propuestos por Barrientos & Ward (1990) y Moreno *et al.* (2009), aunque para ello es necesario ocupar desplazamientos poco plausibles por su lejanía a la fuente sísmica. Finalmente, dada la incerteza de los datos, es importante recalcar que los modelos podrían entregar resultados que lleven a una interpretación inadecuada sobre la generación y ocurrencia de estos terremotos, por lo cual debería tratarse con cuidado.

Capítulo 6

Acelerogramas sintéticos en superficie para los terremotos del 21 y 22 de mayo de 1960

6.1. Introducción

La secuencia sísmica ocurrida durante el mes de mayo de 1960 en el sur de Chile tuvo dos terremotos de gran importancia separados por un intervalo de 33 horas (Cifuentes, 1989). El 21 de mayo de 1960 a las 10:02 UTC se iniciaría la secuencia en las cercanías de Curanilahue, y el 22 de mayo de 1960 a las 19:11 UTC ocurriría un mega-terremoto que se propagó desde el sur de la península de Arauco hasta el Punto Triple Chileno.

Los daños generados por estos dos terremotos ha sido detallada por diferentes autores (Watanabe & Kokot, 1960; Saint-Amand, 1961; Steinbrugge & Flores A, 1963; Duke & J. Leeds, 1963; Alvarez, 1963), la gran mayoría concuerda en que los daños y la destrucción provocada por los terremotos estarían controlados por características particulares del suelo, pero que en general las intensidades máximas para ambos terremotos es de VIII grados, sin considerar las localidades donde se presentan condiciones de suelo desfavorables (Astroza & Lazo, 2010). Aunque existen estudios de la intensidad máxima que alcanzaron ciertas localidades, no hay registro de las aceleraciones máximas a las que llegó el suelo.

El mega-terremoto del 22 de mayo de 1960 ocurrido en el sur de Chile generó grandes amplitudes de ondas sísmicas que saturaron la mayoría de los registros sismológicos existentes en el mundo (Ruiz & Madariaga, 2018). Esta ausencia de registros dificultan aún más la reconstrucción del proceso de ruptura de este evento sísmico. En la literatura, la mayoría de los estudios relacionados a esta secuencia sísmica, se han realizado con datos de campo lejano (Press *et al.*, 1961; Ben-Menahem, 1971; Kanamori & Cipar, 1974; Cifuentes, 1989, y otros), realizando estudios con no más de una decena de registros provenientes principalmente de Estados Unidos.

Debido a que no existen registros de movimiento fuerte de los eventos sísmicos más importantes en esta secuencia, la generación de acelerogramas estocásticos a partir de un modelo de ruptura es una alternativa para entender el peculiar proceso de los sismos de mayo de 1960. Para resolver el problema de la ausencia de registros se aplicará un método estocástico de falla finita para la generación de acelerogramas artificiales en superficie a partir de un modelo de deslizamiento cósmico.

6.2. Metodología

Se simulan acelerogramas en superficie de 6 sitios para el terremoto del 21 de mayo de 1960 (Figura 6.1) y 13 sitios para el mega-terremoto del 22 de mayo (Figura 6.2). Se usa la metodología estocástica de falla finita propuesta por Otarola & Ruiz (2016) y Ruiz *et al.* (2018) para simular ondas P, SV y SH (Capítulo 2), que a grandes rasgos permite modelar pequeñas contribuciones de aceleración mediante efectos de fuente, trayectoria y sitio asociada a cada sub-falla. Esta simulación estocástica incluye: ángulos incidentes (θ_{ijm}) y azimutal (ϕ_{ijm}) obtenidos de la propagación de ondas P y S desde la falla finita discretizada hasta la estación, pasando por un medio regional de capas planas con velocidades de ondas P y S en cada estrato (Figura 6.3), además incluye factores de superficie libre (*FS*) y partición de energía (*EP*).

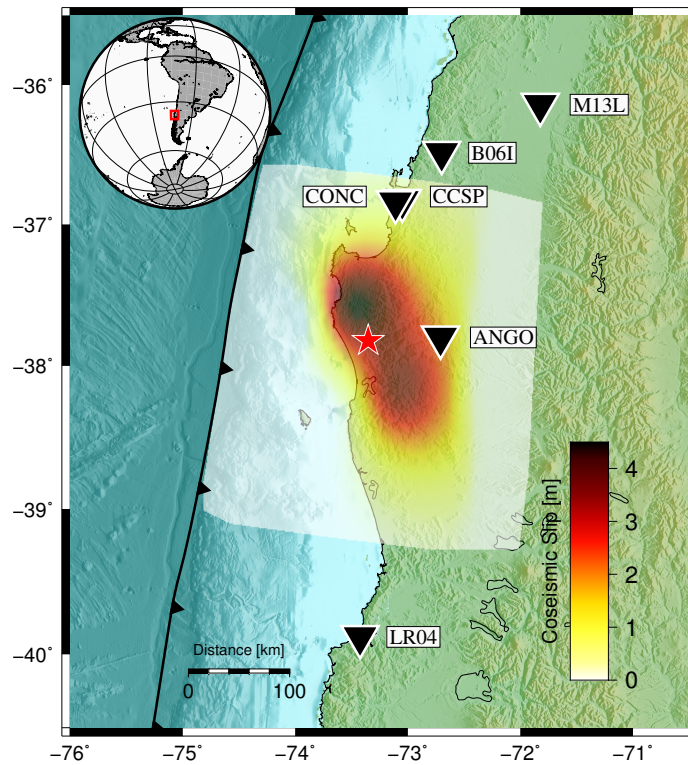


Figura 6.1: Modelo de deslizamiento utilizado para el terremoto del 21 de mayo de 1960. En triángulos invertidos negros se indican los 6 sitios donde se reproducen los acelerogramas. El hipocentro es indicado por la estrella roja.

En este estudio, se consideran 14 sitios diferentes que están ubicados en las principales ciudades del sur de Chile (Concepción, Corral, Talca, Puerto Montt, Ancud, Aysén, entre otros). Para el terremoto del 21 de mayo (Figura 6.1) se simulan acelerogramas en sitios cercanos a la península de Arauco tales como Angol (ANGO), Concepción (CONC), Concepción San Pedro (CCSP), Coelemu (B06I), Parral (M13L) y Corral (LR04). Para el terremoto del 22 de mayo (Figura 6.2) se simulan acelerogramas en sitios que comprendan su gran extensión, tales como Talca (M01L), Coelemu (B06I), Concepción (CONC), Concepción San Pedro (CCSP), Angol (ANGO), Corral (LR04), Río Negro (L11L), Puerto Montt (L07L), Ancud (L09L), Castro (L08L), Chaitén (L19L) y Puerto Cisnes (A07Y, A01Y).

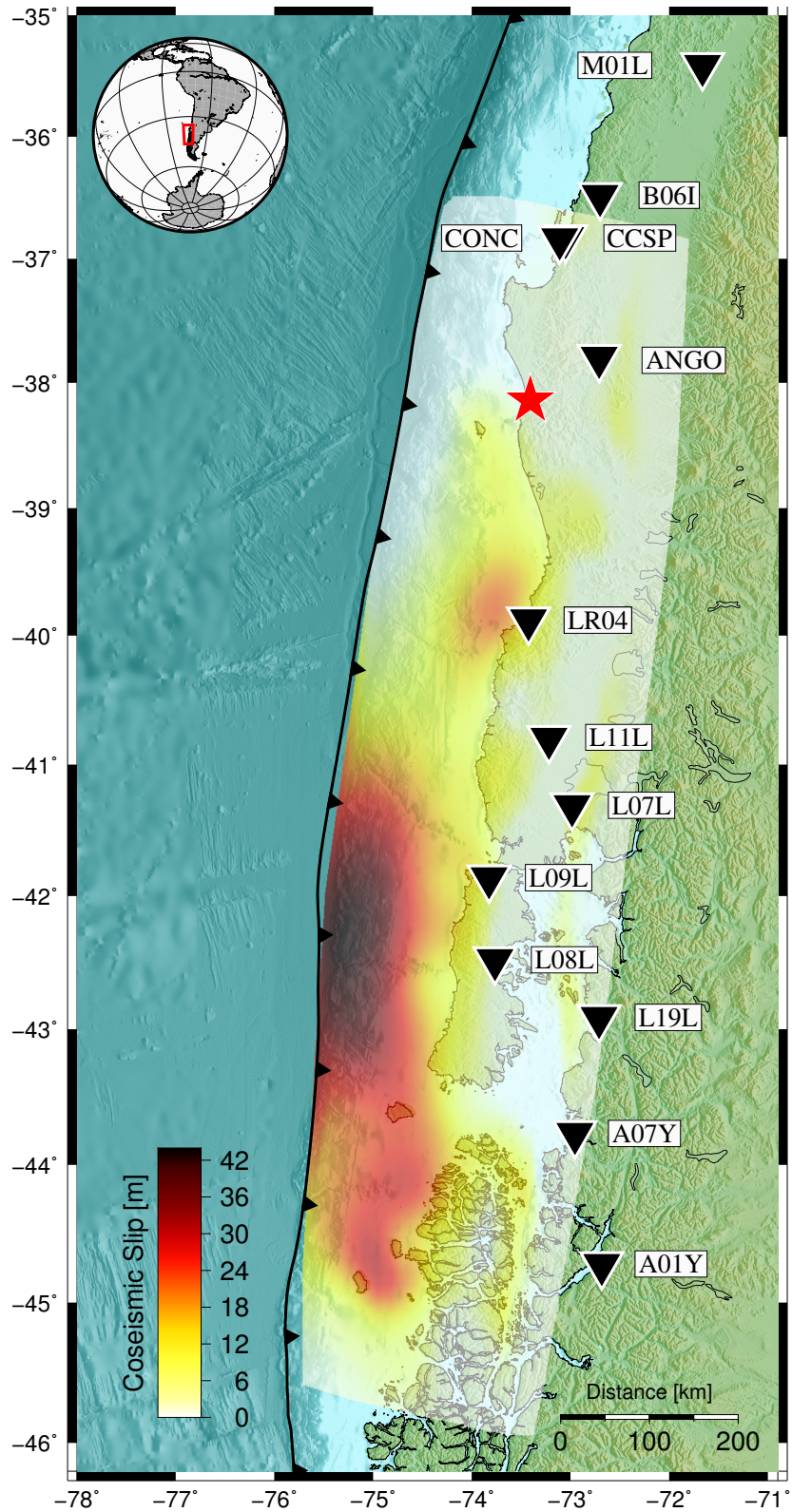


Figura 6.2: Modelo de deslizamiento utilizado para el terremoto del 22 de mayo de 1960. En triángulos invertidos negros se indican los 13 sitios donde se reproducen los acelerogramas. El hipocentro es indicado por la estrella roja.

Tabla 6.1: Parámetros de fuente para el terremoto del 21 de mayo de 1960.

Parámetro	Valor o función	Referencia
Hipocentro	Latitud; Longitud; Profundidad −37,824°; −73,353°; 25,0 km	USGS
Distribución deslizamiento	Inversión de desplazamientos	Modelo 2 (Figura 5.2b)
Ángulos promedio de geometría de falla	Strike; Dip; Rake 6,4°; 17,5°; 92,8°	Este estudio
Número de subfallas	136	Este estudio
Magnitud de momento (M_w)	8,1	Este estudio
Caída de esfuerzo (bar)	100	Este estudio
Velocidades de ondas V_P y V_S en la vecindad de la fuente	6,7 km/s; 3,7 km/s	Haberland <i>et al.</i> (2006)
Velocidad de ruptura	3,5 km/s	Cifuentes & Silver (1989)
Densidad	3,3 g/cm ³	Este estudio
Patrón de radiación promedio	$\langle R^P \rangle = 0,516$ $\langle R^{SV} \rangle = 0,529$ $\langle R^{SH} \rangle = 0,347$	valores deducidos de las ecuaciones de Onishi & Horike (2004)
Porcentaje máximo de activación	100 %	Este estudio

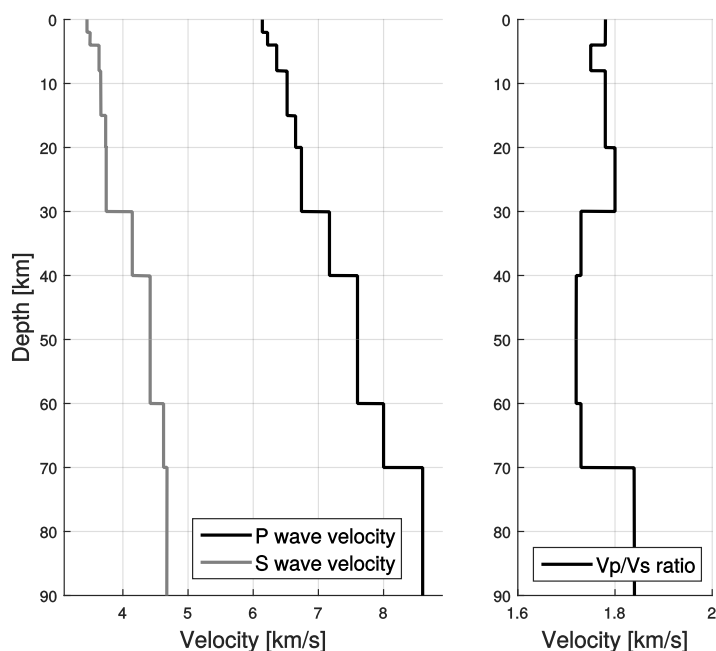


Figura 6.3: Modelo de velocidades 1D de ondas P y S considerado para la modelación. Se muestra la razón V_p/V_s calculada por Haberland *et al.* (2006).

Para el terremoto del 21 de mayo de 1960, los efectos de la fuente considerados se muestran en la Tabla 6.1. Se utiliza la distribución de deslizamiento mostrada en el Modelo 2, derivado de la inversión de desplazamientos verticales asociados al terremoto del 21 de mayo (Capítulo 5). Se ocupa el hipocentro indicado por U.S. Geological Survey, punto en el cual inicia la ruptura que se propaga a una velocidad constante de 3,5 km/s, basado en el estudio de Cifuentes & Silver (1989). El plano de falla es discretizado en 136 subfallas de igual tamaño, la suma de los deslizamientos

asociados a cada sub-falla es la equivalente para generar un terremoto M_w 8,1. Se estima que, dado las dimensiones del plano de falla, la ruptura tendría una duración de 50 s aproximadamente. Se utiliza el modelo de velocidades regional 1D propuesto por Haberland *et al.* (2006) (Figura 6.3) el cual está basado en el arribo de ondas P y S de 213 terremotos localizados entre los $37^\circ S$ y $39^\circ S$, en la península de Arauco. Además se calculan los factores de superficie libre para este terremoto, donde se observa que al aplicar la ley de Snell según el modelo de velocidades regional propuesto, se obtiene un rango de ángulos incidentes a partir de cada sub-falla entre los 0° y 60° , esta alta variabilidad se debe a que la distribución de deslizamiento de cada terremoto está (para algunas subfallas) justo bajo los sitios simulados, y por ende el rango de ángulos incidentes es mayor en comparación a otros terremotos simulados como el de Tohoku 2011 (Capítulo 3).

Tabla 6.2: Parámetros de fuente para el terremoto del 22 de mayo de 1960.

Parámetro	Valor o función	Referencia
Hipocentro	Latitud; Longitud; Profundidad $-38,143^\circ$; $-73,407^\circ$; 25,0 km	USGS
Distribución deslizamiento	Inversión de desplazamientos	Modelo Figura 5.4a
Ángulos promedio de geometría de falla	Strike; Dip; Rake $6,4^\circ$; $18,4^\circ$; $92,2^\circ$	Este estudio
Número de subfallas	201	Este estudio
Magnitud de momento (M_w)	9,5	Kanamori & Anderson (1975)
Caída de esfuerzo (bar)	50	Seno (2014)
Velocidades de ondas V_P y V_S en la vecindad de la fuente	6,7 km/s; 3,7 km/s	Haberland <i>et al.</i> (2006)
Velocidad de ruptura	3,5 km/s	Cifuentes & Silver (1989)
Densidad	3,3 g/cm ³	Este estudio
Patrón de radiación promedio	$\langle R^P \rangle = 0,516$ $\langle R^{SV} \rangle = 0,523$ $\langle R^{SH} \rangle = 0,356$	valores deducidos de las ecuaciones de Onishi & Horike (2004)
Porcentaje máximo de activación	100%	Este estudio

Para el terremoto del 22 de mayo de 1960, los efectos de la fuente considerados se muestran en la Tabla 6.2. Se utiliza la distribución de deslizamiento mostrada en el Modelo 1, derivado de la inversión de desplazamientos verticales asociados al terremoto del 22 de mayo (Capítulo 5). Al igual que el terremoto del 21 de mayo, se ocupa el hipocentro indicado por U.S. Geological Survey. El plano de falla es discretizado en 201 subfallas de igual tamaño, la suma de los deslizamientos asociados a cada sub-falla es la equivalente para generar un terremoto M_w 9,5. Considerando una velocidad de ruptura constante de 3,5 km/s y considerando las dimensiones del plano de falla, se estima que la duración de la ruptura sería de 250 s aproximadamente. Se utiliza el modelo de velocidades regional 1D propuesto por Haberland *et al.* (2006) (Figura 6.3), con los cuales se calculan los factores de superficie libre para este terremoto.

Se modela la forma del espectro de Fourier de desplazamiento de la fuente como $w^{-\gamma}$, donde se utiliza un decaimiento $\gamma = 1,75$ para ambos terremotos. Esto basado en las simulaciones de alta frecuencia obtenidas en el Capítulo 4.

Dentro de los efectos de la trayectoria (Tabla 6.3), se considera el efecto de la atenuación geométrica $G(R_{ijm})$ y la atenuación anelástica $Q(f)$ propuestos por Otarola & Ruiz (2016), los

Tabla 6.3: Parámetros de trayectoria para los terremotos del 21 y 22 de mayo de 1960.

Parámetro	Valor o función	Referencia
Duración T_{gm}	$107,67 + 0,1208 R_{hypo}$ si $M_w \geq 8,8$ $0,0015 \times 10^{0,5M_w} + 0,51 R_{hypo}^{0,3}$ si $7,5 \leq M_w \leq 8,1$	Mod. de Ghofrani <i>et al.</i> (2013b); Joshi (2014)
Atenuación geométrica $G(R_{ijm})$	R_{ijm}^{-1} si $R_{ijm} \leq 50$ $(1/50)(50/R_{ijm})^{-1}$ si $50 < R_{ijm} \leq 100$ $(1/50)(50/100)^{-0,1}(100/R_{ijm})^{1,4}$ si $R_{ijm} > 100$	Otarola & Ruiz (2016)
Factor de calidad onda P (Q_P) y onda S (Q_S) (ecuación 2.74)	$Q_P(f) = 1350 f^{0,4}$ $Q_S(f) = 600 f^{0,4}$	Otarola & Ruiz (2016)

Tabla 6.4: Parámetros de sitio para los terremotos del 21 y 22 de mayo de 1960.

Parámetro	Valor o función	Referencia
Filtro kappa κ	0,035 s	Frankel (2016)
Amplificación del suelo	Funciones de transferencia (SATF)	Kausel & Roesset (1981), Kausel (1994, 2006)

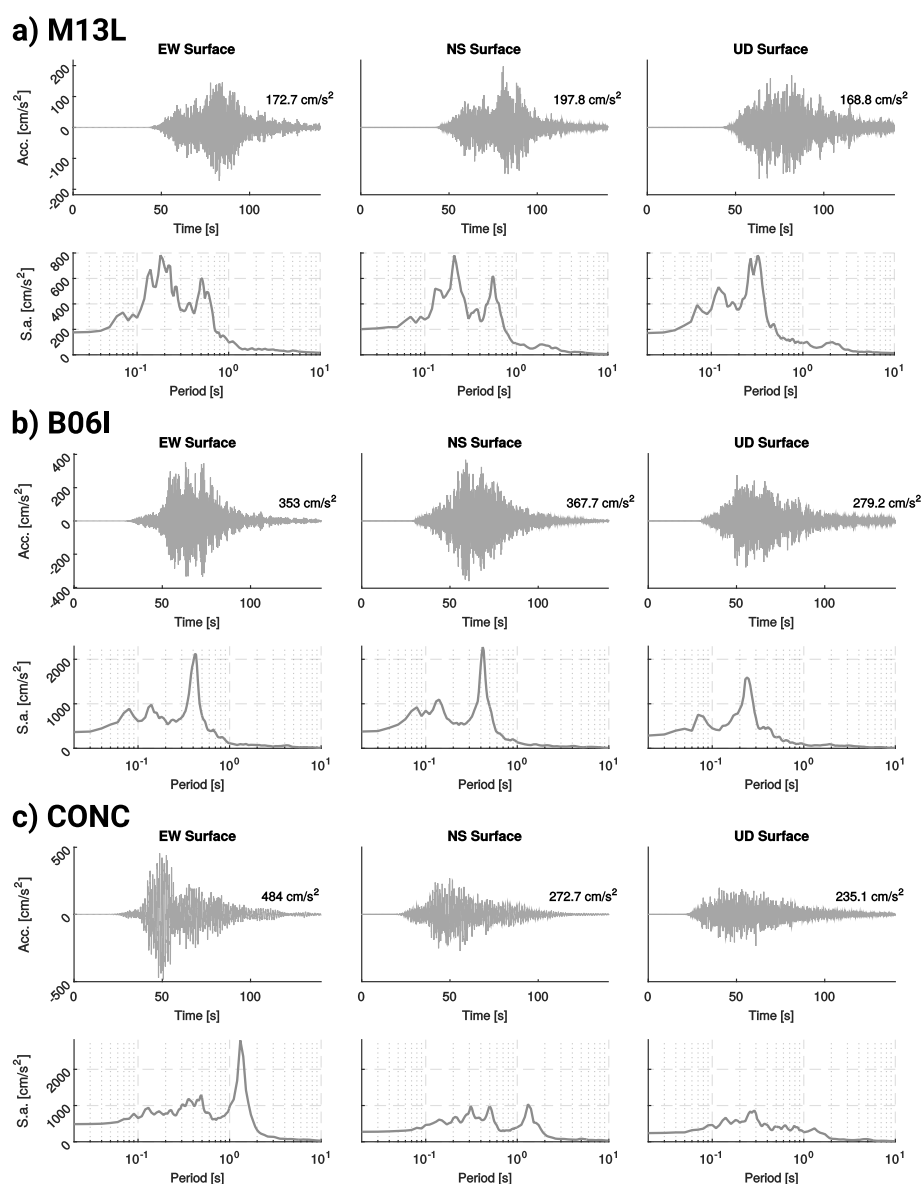
cuales fueron obtenidos por prueba y error. Finalmente, el efecto de sitio (Tabla 6.3) es incorporado mediante la propagación de ondas sísmicas desde el basamento rocoso (*borehole*) hasta la superficie, empleando funciones de transferencia de amplificación del suelo (SATF) (Kausel & Roesset, 1981; Kausel, 1994, 2006). Para construir las SATF se usan modelos de velocidad V_S somero de cada sitio simulado, y se infiere un modelo de velocidad V_P considerando una razón de Poisson de 0,25. Los modelos de velocidad V_S se obtienen de las caracterizaciones geotécnicas realizadas por Leyton *et al.* (2018), Molnar *et al.* (2015) y Midorikawa *et al.* (2014). Un problema asociado a la implementación de las SATF es que el sitio tenga una caracterización geotécnica tal que la V_S inferida a ciertas profundidades alcance a ser la observada en roca o basamento. Ante la ausencia de estudios concluyentes en este aspecto, ya que muy pocos sitios alcanzan una $V_S \geq 1500$ m/s (criterio establecido en Capítulo 3), en los sitios ANGO, B06I, L07L, L09L, L11L, L19L, LR04 y M13L se agrega un semiespacio con velocidad de onda de corte de 2000 m/s. El resto de las estaciones tienen un estrato final que alcanza una $V_S \geq 1500$ m/s. Los resultados de las SATF implementados a la metodología estocástica de falla finita se muestran en las figuras del Apéndice C.

6.3. Resultados

La simulación de aceleraciones del suelo para los terremotos del 21 y 22 de mayo de 1960 se muestran en las Figuras 6.4 y 6.5 respectivamente. La metodología estocástica de falla finita propuesta en el Capítulo 2 permite simular acelerogramas a partir de distribuciones de deslizamiento, considerando efectos de fuente, trayectoria y sitio. Las series de tiempo corresponden a la suma de ondas P, SV y SH generadas espectralmente, y que luego son rotadas para ser consideradas en el sistema de coordenadas EW, NS y UD para cada sitio simulado. Los registros sintéticos fueron filtrados entre 0,01 y 20 Hz usando un filtro pasabanda Butterworth de orden 4.

6.3.1. Terremoto del 21 de mayo

Se observa que la generación de acelerogramas en superficie asociadas al terremoto M_w 8,1 ocurrido el 21 de mayo de 1960 (Figura 6.4), alcanzaría la máxima aceleración en la componente NS de la estación CCSP ubicada en Concepción, este alto valor de PGA muestra la influencia de las SATF (Apéndice C.1) en comparación a los registros de la estación CONC, ubicada a tan solo unos pocos kilómetros de distancia (Apéndice C.2). Al igual que CCSP, la estación ANGO reproduce aceleraciones mayores a 600 cm/s^2 . Con respecto a la duración de los registros se aprecia que esta supera levemente los 50 s en la mayoría de las simulaciones. Los espectros de respuesta derivados de los registros sintéticos muestran *peak* marcados entre 0,1 y 1 s aproximadamente, lo que demuestra la variabilidad de las SATF incorporados en ese rango de períodos. Los parámetros simulados del terremoto del 21 de mayo de 1960 se resumen en la Tabla 6.5.



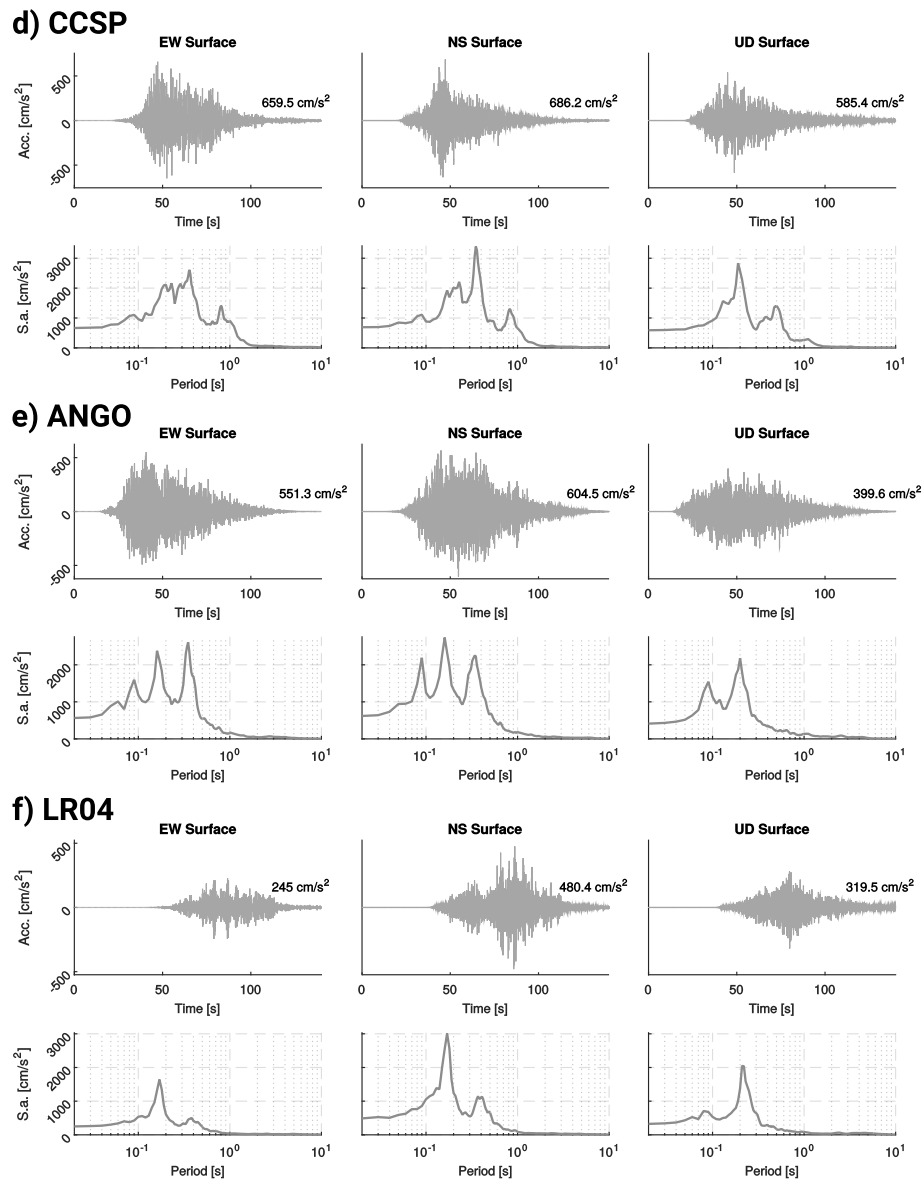
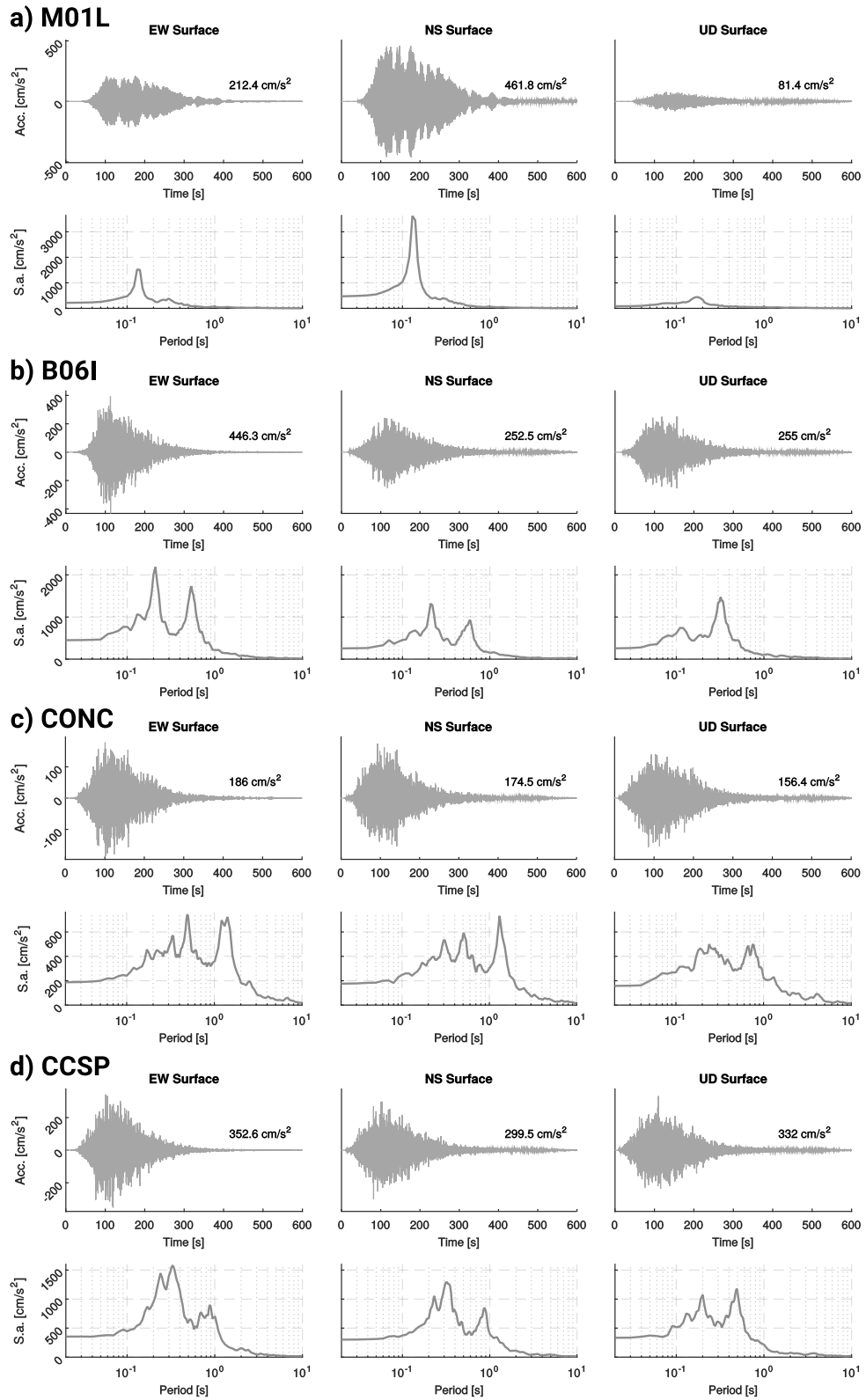
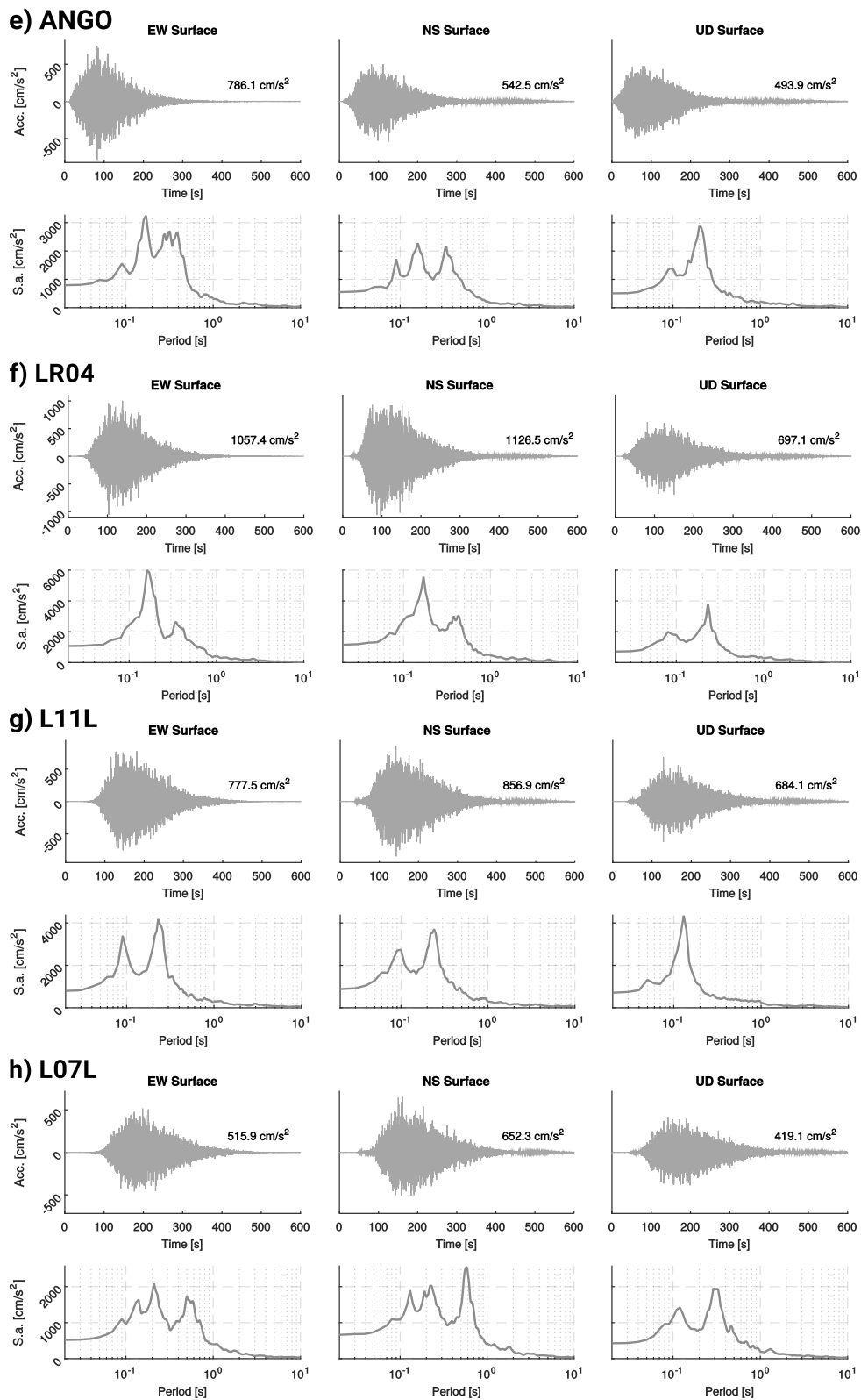


Figura 6.4: Registros simulados en las tres componentes para el terremoto del 21 de mayo de 1960. Sólo se muestran los registros en superficie para a) M13L, b) B06I, c) CONC, d) CCSP, e) ANGO, f) LR04. Las estaciones están ordenadas de norte a sur. Los espectros de respuesta de pseudo-aceleración para cada acelerograma simulado está calculado con un amortiguamiento del 5 %.

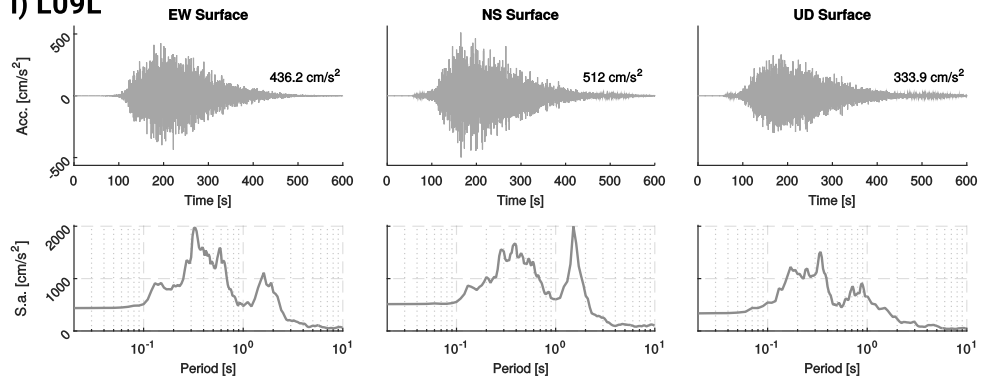
6.3.2. Terremoto del 22 de mayo

La Figura 6.5 muestra la generación de acelerogramas en superficie asociado al terremoto M_w 9,5 ocurrido el 22 de mayo de 1960. En algunos casos, las simulaciones tienen una duración superior a 600 s debido a la contribución de subfallas más lejanas. La aceleración máxima registrada alcanza los $1126,5 \text{ cm/s}^2$ en la componente NS de la estación LR04 ubicada en Corral (provincia de Valdivia). En general las aceleraciones son mayores en las componentes horizontales de cada estación, y se puede apreciar la influencia del efecto de sitio en las simulaciones (Apéndice C.3). Los parámetros simulados del terremoto del 22 de mayo de 1960 se resumen en la Tabla 6.6.

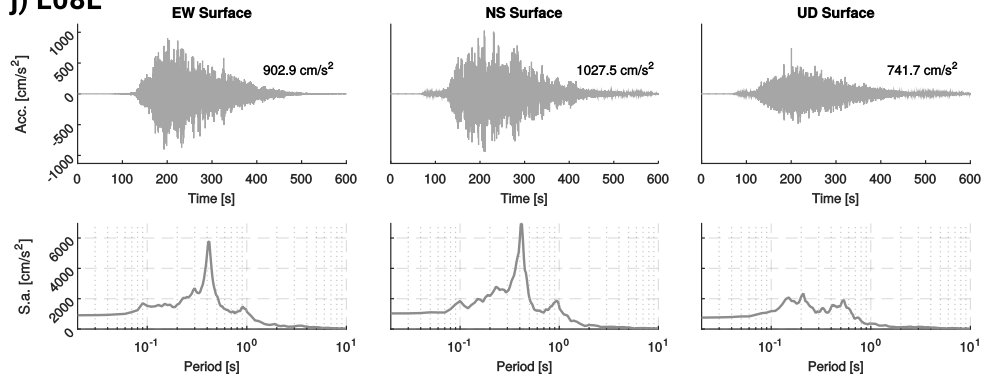




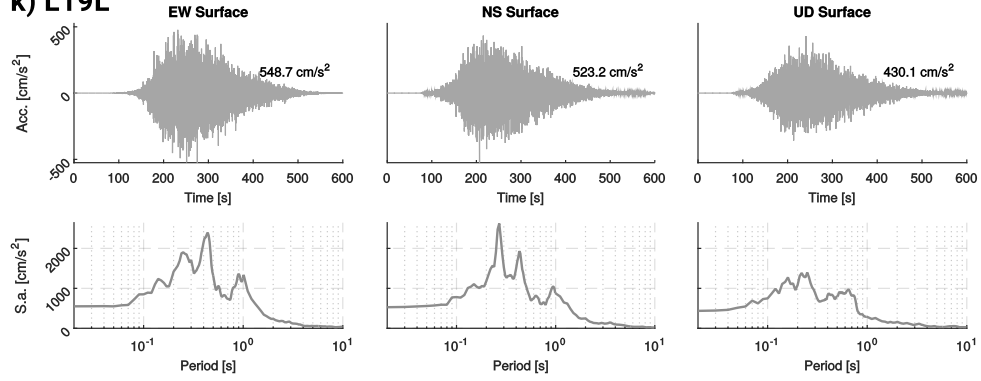
i) L09L



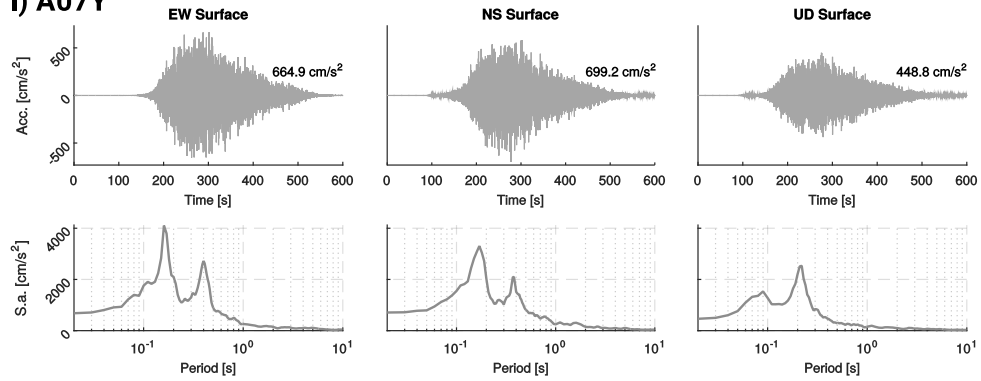
j) L08L



k) L19L



l) A07Y



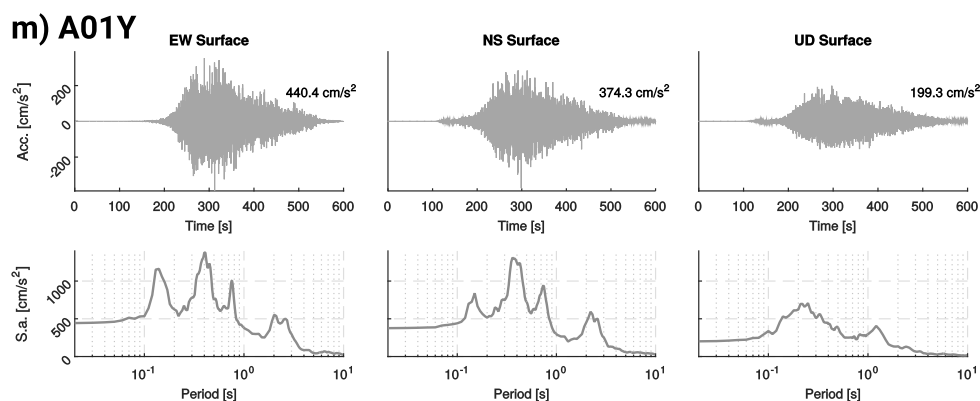


Figura 6.5: Registros simulados en las tres componentes para el terremoto del 22 de mayo de 1960. Sólo se muestran los registros en superficie para a) M01L, b) B06I, c) CONC, d) CCSP, e) ANGO, f) LR04, g) L11L, h) L07L, i) L09L, j) L08L, k) L19L, l) A07Y, m) A01Y. Las estaciones están ordenadas de norte a sur. Los espectros de respuesta de pseudo-aceleración para cada acelerograma simulado está calculado con un amortiguamiento del 5%.

Tabla 6.5: Resumen de parámetros simulados del terremoto del 21 de mayo de 1960. Las intensidades sísmicas en la escala MSK-64 corresponden a estimaciones de Astroza & Lazo (2010).

Sitio	Localidad	Latitud (°)	Longitud (°)	PGA EW (cm/s ²)	PGA NS (cm/s ²)	PGA UD (cm/s ²)	Intensidad
M13L	Parral	-36,1411	-71,8242	171,7	197,8	168,8	6,5
B06I	Coelemu	-36,4864	-72,7003	353	367,7	279,2	7
CONC	Concepción	-36,8300	-73,0500	484	272,7	235,1	8
CCSP	San Pedro	-36,8400	-73,1100	659,5	686,2	585,4	-
ANGO	Angol	-37,8000	-72,7100	551,3	604,5	399,6	6,5
LR04	Corral	-39,8802	-73,4258	245,4	480,4	319,5	-

Tabla 6.6: Resumen de parámetros simulados del terremoto del 22 de mayo de 1960. Las intensidades sísmicas en la escala MSK-64 corresponden a estimaciones de Astroza & Lazo (2010).

Sitio	Localidad	Latitud (°)	Longitud (°)	PGA EW (cm/s ²)	PGA NS (cm/s ²)	PGA UD (cm/s ²)	Intensidad
M01L	Talca	-35,4151	-71,6623	212,4	461,8	81,4	-
B06I	Coelemu	-36,4864	-72,7003	446,3	252,5	255	-
CONC	Concepción	-36,8300	-73,0500	186	174,5	156,4	-
CCSP	San Pedro	-36,8400	-73,1100	352,6	299,5	332	-
ANGO	Angol	-37,8000	-72,7100	786,1	542,5	493,9	7,5
LR04	Corral	-39,8802	-73,4258	1057,4	1126,5	697,1	9
L11L	Río Negro	-40,7995	-73,2183	777,5	856,9	684,1	9
L07L	Puerto Montt	-41,3166	-72,9842	515,9	652,3	419,1	10
L09L	Ancud	-41,8653	-73,8261	436,2	512	333,9	8,5
L08L	Castro	-42,4825	-73,7659	902,9	1027,5	741,7	8
L19L	Chaitén	-42,9153	-72,7114	548,7	523,2	430,1	6
A07Y	Puerto Cisnes	-43,7734	-72,9551	664,9	699,2	448,8	-
A01Y	Puerto Cisnes	-44,7277	-72,6831	440,4	374,3	199,3	-

6.4. Discusión

Se simulan acelerogramas sintéticos para los terremotos ocurridos el 21 y 22 de mayo de 1960. Lamentablemente, no existen registros de campo regional para estos terremotos con los cuales comparar los resultados preliminares. Sin embargo, la metodología estocástica de falla finita permite simular acelerogramas a partir de características de fuente, trayectoria y sitio. Para caracterizar la fuente se utiliza un modelo de Brune $w^{-\gamma}$, ocupando un γ de 1,75 para ambos terremotos estudiados. Esta idea está basada en que los terremotos ocurridos en Chile no tendría una tendencia exactamente w^{-2} en el campo cercano (Madariaga *et al.*, 2018). Además en el Capítulo 4 se observa que la caída en alta frecuencia para el terremoto M_w 8,8 de Maule (2010) tendría un γ entre 1,5 y 2 (Otarola & Ruiz, 2016). Se ocupan las distribuciones de deslizamientos estimadas en el Capítulo 5 y otras características de fuente relacionadas a parámetros del plano de falla como *strike*, *dip* y *rake* con las cuales se derivan los patrones de radiación promedio (Onishi & Horike, 2004). Dada la extensión de casi 1000 km del terremoto del 22 de mayo, un modelo de velocidad 1D regional no logra replicar correctamente las características de la vecindad de la fuente y mucho menos, ocupar una velocidad de ruptura constante para todo el plano de falla, entendiendo que la velocidad de ruptura variará a lo largo de la región en que se propaga la ruptura, a pesar de la distribución radial con la cual se modela el frente de activación de cada sub-falla. Las características de trayectoria ocupadas están basadas en trabajos previos en otras zonas de estudio. Estos factores también deberían regularse con sismicidad local, en base a una buena cobertura de estaciones para invertir valores apropiados de factor de calidad $Q(f)$, regular el término de atenuación geométrica $G(R)$ y la duración de los eventos para casos chilenos T_{gm} . El efecto de sitio incorporado mediante las SATF logra simular amplificaciones del suelo en determinados períodos asociados a un modelo 1D de V_S local.

Dado que la metodología estocástica de falla finita inicialmente modela acelerogramas en roca, la influencia de las SATF para incorporar el efecto de sitio es determinante para alcanzar las aceleraciones observadas en superficie, sobre todo en sitios ubicados en el sur de Chile, que presentan una gran amplificación del suelo debido al efecto de sitio y suelos poco consolidados. Como se aprecia en la mayoría de los modelos de velocidades V_S locales (Apéndice C.1), estos tienen estratos con un gran espesor de suelo que modifican el contenido espectral en altas frecuencias, lo que finalmente se aprecia en *peaks* de alta frecuencia en las series de tiempo.

El terremoto M_w 8,1 del 21 de mayo de 1960 muestra aceleraciones máximas acorde a un terremoto ocurrido en la parte más profunda del contacto interplaca. Basados en información de daños de vivienda Astroza & Lazo (2010) calculan las intensidades asociadas a este terremoto (Figura 6.6a). En general, estos autores observan que la intensidad sísmica estimada en la ciudad de Lebu es de IX grados en la escala MSK-64, pero que en general este sería un caso aislado debido a las condiciones locales del suelo. Si no se consideran estos valores, se comprueba que la intensidad cercano al epicentro del terremoto es del orden de VII - VIII grados, concentrados en la península de Arauco, en esta categoría entrarían las simulaciones de las estaciones CONC y CCSP las cuales poseen importantes diferencias asociadas a la influencia del suelo (Apéndice C.2). En efecto, CCSP tiene aceleraciones máximas que duplican a la estación CONC. La zona de intensidades VII grados comprende las estaciones ANGO y B06I simuladas, las cuales muestran diferencias asociadas a la posición azimutal con respecto a la distribución de deslizamiento. Se observan intensidades entre VI - VII grados cercano a la estación M13L ubicada en Talca, esta intensidad intermedia se corre-

laciona con las bajas amplitudes de aceleración alcanzadas, las cuales no superan los 200 cm/s^2 . Finalmente la estación LR04 ubicada en Corral estaría muy alejada del área de ruptura, por lo que no hay registro de intensidades en esta zona debido al terremoto del 21 de mayo. A pesar de eso, en Corral (provincia de Valdivia) se generan aceleraciones máximas bastante leves, pero perceptibles en dicha región.

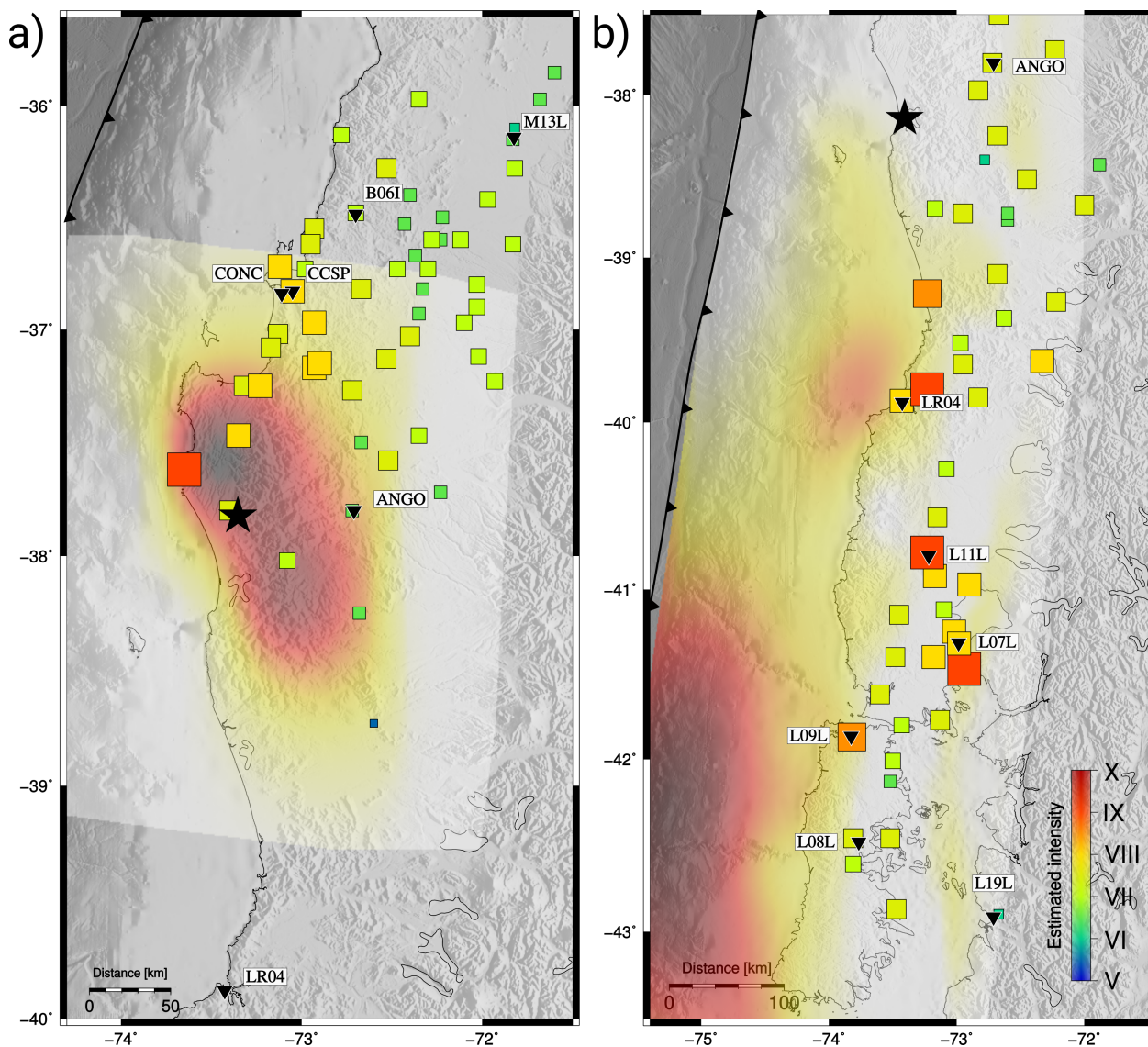


Figura 6.6: Intensidades estimadas para los terremotos a) del 21 de mayo y b) del 22 de mayo de 1960 (Astroza & Lazo, 2010). Cada cuadrado representa una ciudad donde fue estimada la intensidad de cada terremoto. Los cuadrados de mayor tamaño y con colores cálidos indican mayor intensidad, los cuadrados de menor tamaño y de colores fríos indican menor intensidad estimada. En escala de colores cálidos se representa el modelo de ruptura asociada a cada terremoto. Las estrellas negras muestran el epicentro asociado a cada terremoto. Los triángulos invertidos negros muestran los sitios simulados para cada terremoto.

El terremoto M_w 9,5 del 22 de mayo de 1960 muestra grandes aceleraciones que incluso superan el PGA de 1 g en algunas componentes de estaciones cercanas al área de ruptura. Esta observación de los acelerogramas simulados hay que considerarlos a priori, ya que es importante calibrar de buena manera los parámetros de entrada de la simulación, aunque esto supone un primer antecedente. Los sitios en que se logra estas grandes aceleraciones también son aquellos lugares donde se detectaron efectos de condiciones locales del suelo (Astroza & Lazo, 2010). Es importante destacar que las localidades ubicadas a lo largo de la costa sufrieron la mayor parte de los daños debido al tsunami y no al terremoto, emblemáticos son los casos de Puerto Saavedra y de Corral (Sievers *et al.*, 1963). La intensidad sísmica máxima estimada para este terremoto es de VIII grados en gran parte de la zona interior (Figura 6.6b). Sin embargo ciudades con intensidades mayores fueron modeladas para determinar su PGA (Figura 6.5), por ejemplo, en estaciones como ANGO se simulan acelerogramas cuya máxima aceleración es cercana a 700 cm/s^2 lo cual se relaciona a la máxima intensidad observada de VII-VIII grados en Angol. Otras zonas como Valdivia y el sitio LR04 donde se generaron las mayores aceleraciones sintéticas sería un caso en que las condiciones locales del suelo influyen en las SATF calculados (Apéndice C.3), amplificando determinadas frecuencias y teniendo aceleraciones superiores a 1 g en la componente NS.

En general, debido a la extensión de la fuente, el gran deslizamiento producido por este terremoto y la influencia de parámetros de trayectoria y sitio que no están correctamente ajustados, la simulación de acelerogramas podría estar sobreestimada. Para mejorar estos resultados es necesario realizar una caracterización sísmológica de la zona con datos actualizados para entender los parámetros de trayectoria de la zona, vale decir encontrar un factores de calidad y atenuación geométrica adecuados en la zona de estudio. Además las caracterizaciones geotécnicas no son suficientes para aplicar la metodología, ya que es necesario que el suelo alcance velocidades $V_S \geq 1500$ a determinada profundidad para que se pueda considerar como basamento rocoso. Si ese dato estuviera disponible, se podrían generar acelerogramas sintéticos en *borehole* y en superficie para cuantificar el efecto de sitio, como se realiza bajo los criterios establecidos en el Capítulo 3.

6.5. Conclusiones

Se simulan acelerogramas sintéticos para los terremotos del 21 y 22 de mayo de 1960. Las aceleraciones máximas observadas se relacionan directamente con los valores de deslizamiento derivados de los modelos de ruptura. Además se observa una importante influencia de las SATF al amplificar algunas componentes de los sitios simulados en que hay una excitación de ciertos períodos debido a la caracterización del suelo. Para el terremoto M_w 8,1 del 21 de mayo se pueden asociar los PGA obtenidos a las máximas intensidades determinadas por Astroza & Lazo (2010), en este caso los daños se concentran en la península de Arauco, y disminuirían radialmente a medida que aumenta la distancia del hipocentro, la máxima aceleración observada (PGA) es de aproximadamente 0,6 g en una componente horizontal. Este valor está dentro del orden para un terremoto que ocurre en las profundidades del contacto, ya que por el patrón de radiación la onda S se percibe con mayor amplificación en las componentes horizontales. Para el terremoto M_w 9,5 del 22 de mayo se alcanzan aceleraciones máximas de casi 1,1 g en estaciones ubicadas en las provincias de Valdivia y de Chiloé, lo cual se explica por los dos parches de mayor deslizamiento derivados del modelo de ruptura que amplifican las aceleraciones asociadas a esas subfallas que están más cercanas y por ende, sufren menor atenuación.

Capítulo 7

Conclusiones

Se generan acelerogramas sintéticos en superficie mediante una metodología estocástica de falla finita, a partir de nuevos modelos de ruptura inferidos con una aproximación bayesiana para el terremoto M_w 8,1 del 21 de mayo de 1960 y el terremoto M_w 9,5 del 22 de mayo de 1960.

La metodología estocástica de falla finita permite generar acelerogramas sintéticos introduciendo parámetros físicos de una forma sencilla, con las cuales se establecen funciones que dependen de cada contexto sismotectónico donde ocurra el terremoto que se desea simular. A partir de las modificaciones realizadas a la metodología es posible separar los efectos de la fuente, de trayectoria y de sitio. Este último efecto se desarrolló con especial atención para considerar la amplificación producto de estratos superficiales de suelo poco consolidado, fenómeno observado en los registros de estaciones en superficie. La simulación de ondas P, SV y SH de alta frecuencia permiten incorporar funciones de transferencia de amplificación del suelo (SATF) que consideran el efecto de sitio.

Para implementar las SATF en la generación de acelerogramas se estudia el terremoto M_w 9,0 de Tohoku-Oki (2011) y una de sus réplicas M_w 6,9 ocurrida el 23 de junio de 2011. Se escoge este caso de estudio por las condiciones favorables de la red KiK-net al tener sensores en *borehole* y superficie, con lo cual es cuantificable el efecto de estratos superiores poco consolidados y su amplificación en los registros. En general, se observa que los registros simulados y reales tienen un buen ajuste en el dominio del tiempo y de las frecuencias para acelerogramas en sus tres componentes tanto en *borehole*, como en superficie. Se logra reproducir de buena manera la forma de onda característica del terremoto de Tohoku-Oki, con dos *peak* de alta frecuencia en la mayoría de sus registros. Los espectros de respuesta derivado de los acelerogramas tienen un buen ajuste en una banda de período entre los 0,05 s y 1 s, aunque esto tiene una fuerte dependencia del modelo de ruptura considerado y su dominio de frecuencias en el cual se construye.

Se estudia el terremoto M_w 8,8 de Maule (2010) para generar modelos de distribución deslizamiento cosísmico y a partir de ellos, reproducir acelerogramas sintéticos en superficie con la metodología estocástica de falla finita modificada. Se obtiene un modelo de ruptura que muestra principalmente dos zonas de alto deslizamiento en el segmento norte y sur del hipocentro, ambas concentradas hacia la fosa. Estos modelos son bastante similares a los que proponen otros autores. Usando los parámetros de fuente derivadas de esta inversión y usando un modelo de Brune $w^{-1,75}$ se reproducen acelerogramas sintéticos que son comparables con las observaciones en el dominio del tiempo y de las frecuencias. No se logra un buen ajuste en la forma de la señal temporal, puesto

que el modelo de distribución utilizado no genera los *peak* de alta frecuencia observados en los registros de *strong motion* para este terremoto. Además, se discute la importancia de tener buenas caracterizaciones geotécnicas de suelo para el cálculo e implementación de las SATF en la metodología, ya que estos influyen notablemente en los espectros de respuesta de pseudo-aceleración. De esta manera, es relevante tener seguridad de que los perfiles de suelo lleguen a velocidades acordes a basamento rocoso para tener una correcta simulación.

Las diferentes pruebas realizadas con los casos de estudio del terremoto M_w 9,0 de Tohoku-Oki (2011) y M_w 8,8 de Maule (2010) permiten tener una base para aplicar los métodos a los terremotos del 21 y 22 de mayo de 1960. Por un lado, el terremoto de Tohoku-Oki permite validar la metodología estocástica de falla finita modificada, implementando las SATF para simular registros en superficie con espesores de suelo considerables. Por otro lado, los datos del terremoto de Maule permite realizar pruebas con el método de inversión bayesiano propuesto, mediante el cual se reproduce los modelos de ruptura publicados de dicho terremoto y se realizan pruebas tomando sólo la componente vertical de los desplazamientos en superficie para obtener una distribución de deslizamiento en el plano de falla.

Se aplican las metodologías mencionadas anteriormente a los dos terremotos más importantes dentro de la secuencia sísmica ocurrida en el sur de Chile durante mayo de 1960. Se obtiene un modelo de distribución de deslizamiento cosísmico para el terremoto del 21 de mayo de 1960, este resulta ser un terremoto M_w 8,1 cuya ruptura se concentra principalmente bajo la península de Arauco alcanzando deslizamientos máximos de 4,6 m. Este sismo ocurre en la zona más profunda del contacto interplaca, explicando las observaciones de tsunami y de autoridades locales, ya que sería un terremoto que alza la península. A partir de este modelo se generan acelerogramas sintéticos en 6 localidades cercanas al epicentro. Se observa un PGA de 0,6 g en una componente horizontal de Concepción San Pedro, aunque este *peak* esté probablemente influenciado a las SATF del sitio, este PGA coincide con las intensidades estimadas en estudios previos.

Para el terremoto del 22 de mayo de 1960 se obtiene un nuevo modelo de deslizamiento, basado en los datos de desplazamientos verticales recopilados en el área de estudio. Se observa que este modelo alcanza una extensión de 900 km desde el sur de la península de Arauco hasta el Punto Triple Chileno alcanzando deslizamientos máximos de 42 m. El modelo concentra la mayor cantidad de deslizamiento cercano a la fosa frente a la Isla de Chiloé. Además tiene una segunda zona de deslizamientos mayor a 20 m bajo la localidad de Valdivia, lo que explicaría los grandes daños observados en dicha ciudad. Una tercera zona de alto deslizamiento se ubica en el extremo sur del área de ruptura, el cual está dominado por los máximos alzamientos en superficie de las Islas Guafo y Guamblin. A partir de este modelo de ruptura, se generan registros sintéticos en 13 localidades distribuidas en toda la extensión del terremoto. Se observa un PGA de 1,1 g en una de las componentes horizontales de Corral (provincia de Valdivia) y la Isla de Chiloé, lo cual se explica por las dos zonas de máximo deslizamiento inferidas del modelo de ruptura.

Bibliografía

- Abe, K. (1979). Size of great earthquakes of 1837–1974 inferred from tsunami data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84(B4):1561–1568.
- Aki, K. (1968). Seismic displacements near a fault. *Journal of Geophysical Research*, 73(16):5359–5376.
- Aki, K. & Richards, P. G. (2002). *Quantitative seismology*.
- Alvarez, L. (1963). Studies made between arauco and valdivia with respect to the earthquakes of 21 and 22 may 1960. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 53(6):1315–1330.
- Anderson, J. G. & Hough, S. E. (1984). A model for the shape of the fourier amplitude spectrum of acceleration at high frequencies. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 74(5):1969–1993.
- Asano, K. e Iwata, T. (2012). Source model for strong ground motion generation in the frequency range 0.1 - 10 hz during the 2011 tohoku earthquake. *Earth, planets and space*, 64(12):1111–1123.
- Astroza, M. & Lazo, R. (2010). Estudio de los daños de los terremotos del 21 y 22 de mayo de 1960. *Proceedings, X Jornadas de Sismología e Ingeniería Antisísmica*.
- Astroza, M., Ruiz, S., & Astroza, R. (2012). Damage assessment and seismic intensity analysis of the 2010 (mw 8.8) maule earthquake. *Earthquake Spectra*, 28(S1):S145–S164.
- Atkinson, G. M. & Macias, M. (2009). Predicted ground motions for great interface earthquakes in the cascadia subduction zone. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 99(3):1552–1578.
- Atkinson, G. M. & Silva, W. (2000). Stochastic modeling of california ground motions. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90(2):255–274.
- Barrientos, S. & Ward, S. (1990). The 1960 chile earthquake: inversion for slip distribution from surface deformation. *Geophysical Journal International*, 103(3):589–598.
- Ben-Menahem, A. (1971). The force system of the chilean earthquake of 1960 may 22. *Geophysical Journal International*, 25(4):407–417.
- Beresnev, I. A. & Atkinson, G. M. (1997). Modeling finite-fault radiation from the ω^n spectrum. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 87(1):67–84.

- Beresnev, I. A. & Atkinson, G. M. (1998). Finsim—a fortran program for simulating stochastic acceleration time histories from finite faults. *Seismological Research Letters*, 69(1):27–32.
- Berninghausen, W. H. (1962). Tsunamis reported from the west coast of south america 1562-1960. *Bulletin of the Seismological society of America*, 52(4):915–921.
- Bonilla, L. F., Tsuda, K., Pulido, N., Régnier, J., & Laurendeau, A. (2011). Nonlinear site response evidence of k-net and kik-net records from the 2011 off the pacific coast of tohoku earthquake. *Earth, planets and space*, 63(7):785–789.
- Boore, D. M. (1983). Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 73(6A):1865–1894.
- Boore, D. M. (2003). Simulation of ground motion using the stochastic method. *Pure and applied geophysics*, 160(3-4):635–676.
- Boore, D. M. (2009). Comparing stochastic point-source and finite-source ground-motion simulations: Smsim and exsim. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 99(6):3202–3216.
- Boore, D. M. & Boatwright, J. (1984). Average body-wave radiation coefficients. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 74(5):1615–1621.
- Brune, J. N. (1970). Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. *Journal of geophysical research*, 75(26):4997–5009.
- Campos, J., Hatzfeld, D., Madariaga, R., Lopez, G., Kausel, E., Zollo, A., Iannacone, G., Fromm, R., Barrientos, S., & Lyon-Caen, H. (2002). A seismological study of the 1835 seismic gap in south-central chile. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 132(1-3):177–195.
- Cifuentes, I. (1989). The 1960 chilean earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94(B1):665–680.
- Cifuentes, I. & Silver, P. (1989). Low-frequency source characteristics of the great 1960 chilean earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94(B1):643–663.
- Cisternas, M., Atwater, B. F., Torrejón, F., Sawai, Y., Machuca, G., Lagos, M., Eipert, A., Youlton, C., Salgado, I., Kamataki, T., Shishikura, M., Rajendran, C., Makik, J., & Husni, M. (2005). Predecessors of the giant 1960 chile earthquake. *Nature*, (7057):404–407.
- Cisternas, M., Carvajal, M., Wesson, R., Ely, L., & Gorigoitia, N. (2017). Exploring the historical earthquakes preceding the giant 1960 chile earthquake in a time-dependent seismogenic zoneexploring the historical earthquakes preceding the giant 1960 chile earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 107(6):2664–2675.
- Contreras-Reyes, E. & Carrizo, D. (2011). Control of high oceanic features and subduction channel on earthquake ruptures along the chile–peru subduction zone. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 186(1-2):49–58.
- Darwin, C. (1851). *Geological observations on coral reefs, volcanic islands, and on South America: Being the geology of the voyage of the Beagle, under the command of Captain Fitzroy, RN, during the years 1832 to 1836*. Smith, Elder.

- Delouis, B., Nocquet, J.-M., & Vallée, M. (2010). Slip distribution of the february 27, 2010 mw 8.8 maule earthquake, central chile, from static and high-rate gps, insar, and broadband teleseismic data. *Geophysical Research Letters*, 37(17).
- Douglas, J. & Aochi, H. (2008). A survey of techniques for predicting earthquake ground motions for engineering purposes. *Surveys in geophysics*, 29(3):187–220.
- Duda, S. J. (1963). Strain release in the circum-pacific belt, chile: 1960. *Journal of Geophysical Research*, 68(19):5531–5544.
- Duke, C. M. & J. Leeds, D. (1963). Response of soils, foundations, and earth structures to the chilean earthquakes of 1960. *Bulletin of the seismological society of America*, 53(2):309–357.
- Evans, R. (1984). Effects of the free surface on shear wavetrains. *Geophysical Journal International*, 76(1):165–172.
- Frank, F. (1966). Deduction of earth strains from survey data. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 56(1):35–42.
- Frankel, A. (2016). Modeling strong-motion recordings of the 2010 mw 8.8 maule, chile, earthquake with high stress-drop subevents and background slip. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 107(1):372–386.
- Fritz, H. M., Petroff, C. M., Catalán, P. A., Cienfuegos, R., Winckler, P., Kalligeris, N., Weiss, R., Barrientos, S. E., Meneses, G., Valderas-Bermejo, C., Ebeling, C., Papadopoulos, A., Contreras, M., Almar, R., Dominguez, J. C., & Synolakis, C. (2011). Field survey of the 27 february 2010 chile tsunami. *Pure and Applied Geophysics*, 168(11):1989–2010.
- Fujii, Y. & Satake, K. (2013). Slip distribution and seismic moment of the 2010 and 1960 chilean earthquakes inferred from tsunami waveforms and coastal geodetic data. *Pure and Applied Geophysics*, 170(9-10):1493–1509.
- Ghofrani, H. & Atkinson, G. M. (2011). Forearc versus backarc attenuation of earthquake ground motion. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 101(6):3032–3045.
- Ghofrani, H., Atkinson, G. M., & Goda, K. (2013a). Implications of the 2011 m9.0 tohoku japan earthquake for the treatment of site effects in large earthquakes. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 11(1):171–203.
- Ghofrani, H., Atkinson, G. M., Goda, K., & Assatourians, K. (2013b). Stochastic finite-fault simulations of the 2011 tohoku, japan, earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 103(2B):1307–1320.
- Graves, R. W. & Pitarka, A. (2010). Broadband ground-motion simulation using a hybrid approach. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100(5A):2095–2123.
- Haberland, C., Rietbrock, A., Lange, D., Bataille, K., & Hofmann, S. (2006). Interaction between forearc and oceanic plate at the south-central chilean margin as seen in local seismic data. *Geophysical Research Letters*, 33(23).
- Hanks, T. C. (1982). f_{max} . *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72(6A):1867–1879.

- Hanks, T. C. & McGuire, R. K. (1981). The character of high-frequency strong ground motion. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 71(6):2071–2095.
- Hanks, T. C. & Wyss, M. (1972). The use of body-wave spectra in the determination of seismic-source parameters. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 62(2):561–589.
- Jiang, J., Baird, G., & Blair, D. (1998). Polarization and amplitude attributes of reflected plane and spherical waves. *Geophysical Journal International*, 132(3):577–583.
- Joshi, A. (2014). Modeling of strong motion generation areas of the 2011 tohoku, japan earthquake using modified semi-empirical technique. *Natural hazards*, 71(1):587–609.
- Kamae, K., Irikura, K., & Pitarka, A. (1998). A technique for simulating strong ground motion using hybrid green function. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88(2):357–367.
- Kanamori, H. (1977). The energy release in great earthquakes. *Journal of geophysical research*, 82(20):2981–2987.
- Kanamori, H. & Anderson, D. L. (1975). Amplitude of the earth's free oscillations and long-period characteristics of the earthquake source. *Journal of Geophysical Research*, 80(8):1075–1078.
- Kanamori, H. & Cipar, J. (1974). Focal process of the great chilean earthquake may 22, 1960. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 9(2):128–136.
- Kanamori, H. & Rivera, L. (2017). An mw 7.7 slow earthquake in 1960 near the aysén fjord region, chile. *Geophysical Journal International*, 211(1):93–106.
- Kausel, E. (1994). Thin-layer method: Formulation in the time domain. *International journal for numerical methods in engineering*, 37(6):927–941.
- Kausel, E. (2006). *Fundamental solutions in elastodynamics: a compendium*. Cambridge University Press.
- Kausel, E. & Roesset, J. M. (1981). Stiffness matrices for layered soils. *Bulletin of the seismological Society of America*, 71(6):1743–1761.
- Kazama, M. & Noda, T. (2012). Damage statistics (summary of the 2011 off the pacific coast of tohoku earthquake damage). *Soils and Foundations*, 52(5):780–792.
- Kinoshita, S. (1998). Kyoshin net (k-net). *Seismological Research Letters*, 69(4):309–332.
- Kurahashi, S. e Irikura, K. (2011). Source model for generating strong ground motions during the 2011 off the pacific coast of tohoku earthquake. *Earth, planets and space*, 63(7):571–576.
- Kurahashi, S. e Irikura, K. (2013). Short-period source model of the 2011 mw 9.0 off the pacific coast of tohoku earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 103(2B):1373–1393.
- Lawson, C. L. & Hanson, R. J. (1995). *Solving least squares problems*, volumen 15. SIAM.
- Lay, T. (2017). A review of the rupture characteristics of the 2011 tohoku-oki mw 9.1 earthquake. *Tectonophysics*, 733:4–36.

- Lay, T., Ammon, C., Kanamori, H., Koper, K., Sufri, O., & Hutko, A. (2010). Teleseismic inversion for rupture process of the 27 february 2010 chile (mw 8.8) earthquake. *Geophysical Research Letters*, 37(13).
- Lay, T., Kanamori, H., Ammon, C. J., Koper, K. D., Hutko, A. R., Ye, L., Yue, H., & Rushing, T. M. (2012). Depth-varying rupture properties of subduction zone megathrust faults. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B4).
- Leyton, F., Leopold, A., Hurtado, G., Pastén, C., Ruiz, S., Montalva, G., & Saéz, E. (2018). Geophysical characterization of the chilean seismological stations: First results. *Seismological Research Letters*, 89(2A):519–525.
- Lin, Y.-n. N., Sladen, A., Ortega-Culaciati, F., Simons, M., Avouac, J.-P., Fielding, E. J., Brooks, B. A., Bevis, M., Genrich, J., Rietbrock, A., Vigny, C., Smalley, R., & Socquet, A. (2013). Co-seismic and postseismic slip associated with the 2010 maule earthquake, chile: Characterizing the arauco peninsula barrier effect. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(6):3142–3159.
- Linde, A. & Silver, P. (1989). Elevation changes and the great 1960 chilean earthquake: Support for aseismic slip. *Geophysical Research Letters*, 16(11):1305–1308.
- Lorito, S., Romano, F., Atzori, S., Tong, X., Avallone, A., McCloskey, J., Cocco, M., Boschi, E., & Piatanesi, A. (2011). Limited overlap between the seismic gap and coseismic slip of the great 2010 chile earthquake. *Nature Geoscience*, 4(3):173.
- Luttrell, K. M., Tong, X., Sandwell, D. T., Brooks, B. A., & Bevis, M. G. (2011). Estimates of stress drop and crustal tectonic stress from the 27 february 2010 maule, chile, earthquake: Implications for fault strength. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116(B11).
- Madariaga, R. (2009). Earthquake scaling laws. *Encyclopedia of Complexity and Systems Science*, pp. 2581–2600.
- Madariaga, R., Ruiz, S., Rivera, E., Leyton, F., & Baez, J. C. (2018). Near-field spectra of large earthquakes. *Submitted to Pure and Applied Geophysics*.
- Maksymowicz, A., Chadwell, C., Ruiz, J., Tréhu, A., Contreras-Reyes, E., Weinrebe, W., Díaz-Naveas, J., Gibson, J., Lonsdale, P., & Tryon, M. (2017). Coseismic seafloor deformation in the trench region during the mw 8.8 maule megathrust earthquake. *Scientific reports*, 7:45918.
- Matsubara, M., Obara, K., & Kasahara, K. (2008). Three-dimensional p-and s-wave velocity structures beneath the japan islands obtained by high-density seismic stations by seismic tomography. *Tectonophysics*, 454(1-4):86–103.
- Midorikawa, S., Yamanaka, H., Chimoto, K., Riddell, R., Miura, H., & Saguchi, K. (2014). Evaluation of site effects on strong-motion records in concepción during the 2010 maule, chile, earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 104(5):2503–2511.
- Molnar, S., Ventura, C. E., Boroschek, R., & Archila, M. (2015). Site characterization at chilean strong-motion stations: Comparison of downhole and microtremor shear-wave velocity methods. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 79:22–35.

- Moreno, M., Bolte, J., Klotz, J., & Melnick, D. (2009). Impact of megathrust geometry on inversion of coseismic slip from geodetic data: Application to the 1960 Chile earthquake. *Geophysical Research Letters*, 36(16).
- Moreno, M., Melnick, D., Rosenau, M., Baez, J., Klotz, J., Oncken, O., Tassara, A., Chen, J., Battaille, K., Bevis, M., Socquet, A., Bolte, J., Vigny, C., Brooks, B., Ryder, I., Grund, V., Smalley, B., Carrizo, D., Barsch, M., & Hase, H. (2012). Toward understanding tectonic control on the Mw 8.8 2010 Maule Chile earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, 321:152–165.
- Motazedian, D. & Atkinson, G. M. (2005). Stochastic finite-fault modeling based on a dynamic corner frequency. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(3):995–1010.
- Okada, Y. (1985). Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the seismological society of America*, 75(4):1135–1154.
- Onishi, Y. & Horike, M. (2004). The extended stochastic simulation method for close-fault earthquake motion prediction and comments for its application to the hybrid method. *J. Struct. Constr. Eng., AIJ*, 586:37–44.
- Otarola, C. & Ruiz, S. (2016). Stochastic generation of accelerograms for subduction earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 106(6):2511–2520.
- Pavlenko, O. (2016). Atypical soil behavior during the 2011 Tohoku earthquake (Mw=9). *Journal of Seismology*, 20(3):803–826.
- Plafker, G. (1972). Alaskan earthquake of 1964 and Chilean earthquake of 1960: Implications for arc tectonics. *Journal of Geophysical Research*, 77(5):901–925.
- Plafker, G. & Savage, J. (1970). Mechanism of the Chilean earthquakes of May 21 and 22, 1960. *Geological Society of America Bulletin*, 81(4):1001–1030.
- Press, F., Ben-Menahem, A., & Toksöz, M. (1961). Experimental determination of earthquake fault length and rupture velocity. *Journal of Geophysical Research*, 66(10):3471–3485.
- Prieto, G. A. (2007). *Improving earthquake source spectrum estimation using multitaper techniques*. Tesis doctoral, University of California, San Diego.
- Pulido, N. & Kubo, T. (2004). Near-fault strong motion complexity of the 2000 Tottori earthquake (Japan) from a broadband source asperity model. *Tectonophysics*, 390(1-4):177–192.
- Roten, D., Fäh, D., & Bonilla, L. F. (2013). High-frequency ground motion amplification during the 2011 Tohoku earthquake explained by soil dilatancy. *Geophysical Journal International*, 193(2):898–904.
- Ruiz, J. A. & Contreras-Reyes, E. (2015). Outer rise seismicity boosted by the Maule 2010 Mw 8.8 megathrust earthquake. *Tectonophysics*, 653:127–139.
- Ruiz, S. & Madariaga, R. (2018). Historical and recent large megathrust earthquakes in Chile. *Tectonophysics*, 733:37–56.

- Ruiz, S., Madariaga, R., Astroza, M., Saragoni, G. R., Lancieri, M., Vigny, C., & Campos, J. (2012). Short-period rupture process of the 2010 mw 8.8 maule earthquake in chile. *Earthquake Spectra*, 28(S1):S1–S18.
- Ruiz, S., Ojeda, J., Pasten, C., Otarola, C., & Silva, R. (2018). Stochastic strong motion simulation in borehole and on surface for the mw 9.0 tohoku-oki 2011 mega-earthquake considering p, sv and sh amplification transfer functions. *Accepted by Bulletin of Seismological Society of America*.
- Saint-Amand, P. (1961). Los terremotos de mayo-chile 1960, an eyewitness account of the greatest natural catastrophe in recent history. Technical report, U.S. Naval Ordinance Test Station.
- Saragoni, R. G. & Hart, G. C. (1973). Simulation of artificial earthquakes. *Earthquake Engineering & Structural Dynamics*, 2(3):249–267.
- Satriano, C., Dionicio, V., Miyake, H., Uchida, N., Vilotte, J.-P., & Bernard, P. (2014). Structural and thermal control of seismic activity and megathrust rupture dynamics in subduction zones: Lessons from the mw 9.0, 2011 tohoku earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, 403:287–298.
- Seno, T. (2014). Stress drop as a criterion to differentiate subduction zones where mw 9 earthquakes can occur. *Tectonophysics*, 621:198–210.
- Sievers, H., Villegas, G., & Barros, G. (1963). The seismic sea wave of 22 may 1960 along the chilean coast. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 53(6):1125–1190.
- Steinbrugge, K. V. & Flores A, R. (1963). The chilean earthquakes of may, 1960: A structural engineering viewpoint. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 53(2):225–307.
- Steketee, J. (1958). On volterra's dislocations in a semi-infinite elastic medium. *Canadian Journal of Physics*, 36(2):192–205.
- Tajima, F., Mori, J., & Kennett, B. L. (2013). A review of the 2011 tohoku-oki earthquake (mw 9.0): Large-scale rupture across heterogeneous plate coupling. *Tectonophysics*, 586:15–34.
- Tarantola, A. (2005). *Inverse problem theory and methods for model parameter estimation*. SIAM.
- Tassara, A. & Echaurren, A. (2012). Anatomy of the andean subduction zone: three-dimensional density model upgraded and compared against global-scale models. *Geophysical Journal International*, 189(1):161–168.
- Udías, A. (1999). *Principles of Seismology*. Cambridge University Press.
- Ugurhan, B., Askan, A., Akinci, A., & Malagnini, L. (2012). Strong-ground-motion simulation of the 6 april 2009 l'aquila, italy, earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 102(4):1429–1445.
- Vigny, C., Socquet, A., Peyrat, S., Ruegg, J.-C., Métois, M., Madariaga, R., Morvan, S., Lancieri, M., Lacassin, R., Campos, J., Carrizo, D., Bejar-Pizarro, M., Barrientos, S., Armijo, R., Arando, C., Valderas-Bermejo, C., Ortega, I., Bondoux, F., Baize, S., Lyon-Caen, H., Pavez, A., Vilotte, J. P., Bevis, M., Brooks, B., Smalley, R., Parra, H., Baez, J. C., Blanco, M., Cimbaro, S., & Kendrick, E. (2011). The 2010 mw 8.8 maule megathrust earthquake of central chile, monitored by gps. *Science*, 332(6036):1417–1421.

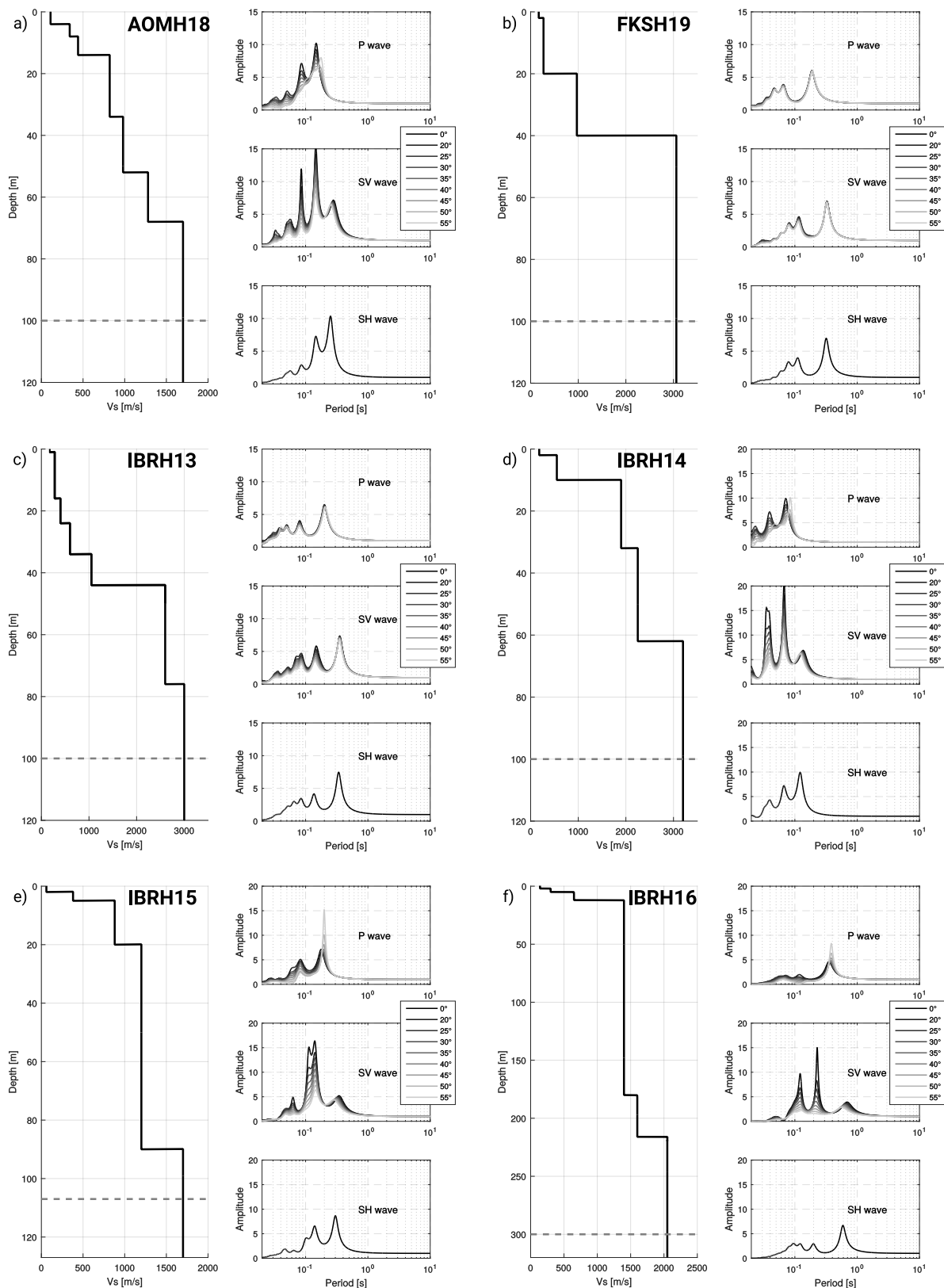
- Watanabe, T. & Kokot, J. K. (1960). Los movimientos sísmicos del mes de mayo de 1960 en Chile. En *Anales de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas*, volumen 17, pp. 39–90.
- Yagi, Y. & Fukahata, Y. (2011). Rupture process of the 2011 Tohoku-oki earthquake and absolute elastic strain release. *Geophysical Research Letters*, 38(19).
- Yalcinkaya, E., Pinar, A., Uskuloglu, O., Tekebas, S., & Firat, B. (2012). Selecting the most suitable rupture model for the stochastic simulation of the 1999 Izmit earthquake and prediction of peak ground motions. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 42:1–16.
- Yue, H., Lay, T., Rivera, L., An, C., Vigny, C., Tong, X., & Báez, J. C. (2014). Localized fault slip to the trench in the 2010 Maule, Chile Mw 8.8 earthquake from joint inversion of high-rate GPS, teleseismic body waves, InSAR, campaign GPS, and tsunami observations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(10):7786–7804.

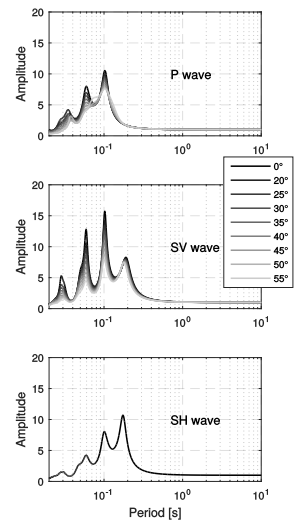
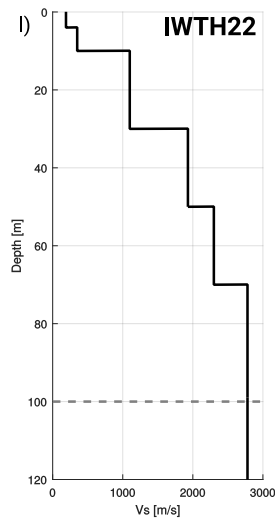
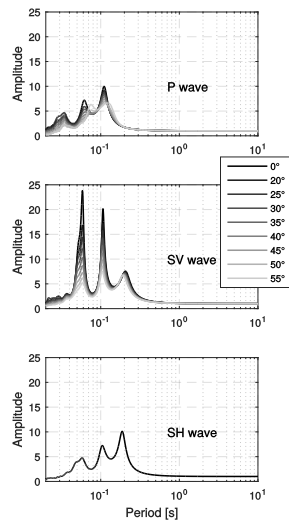
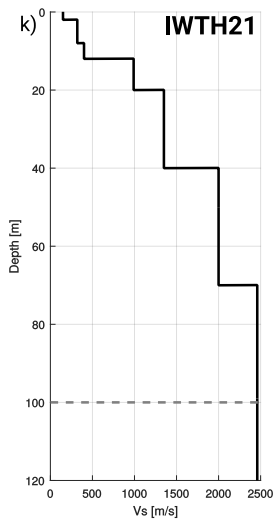
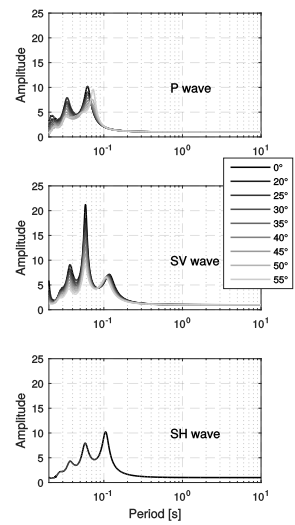
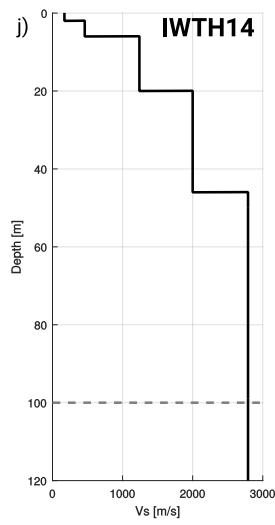
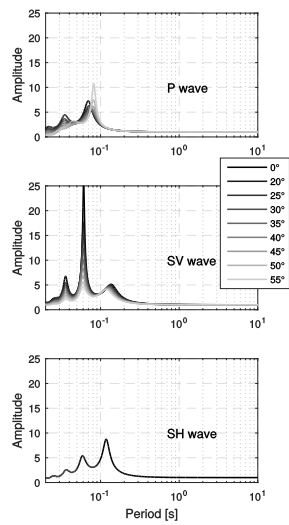
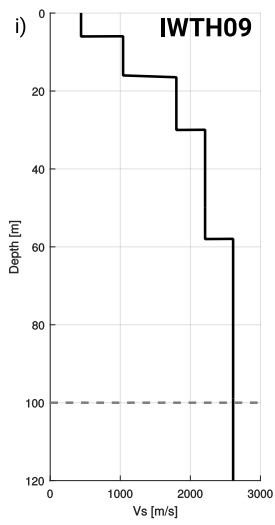
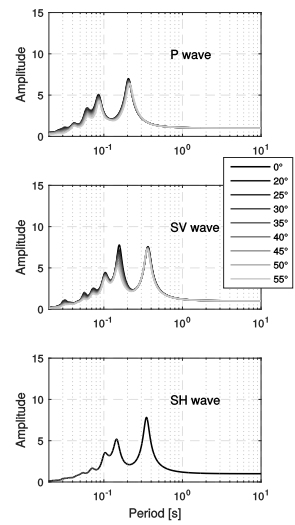
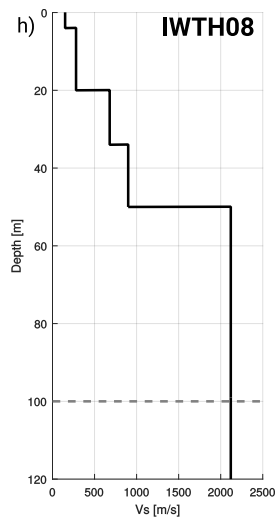
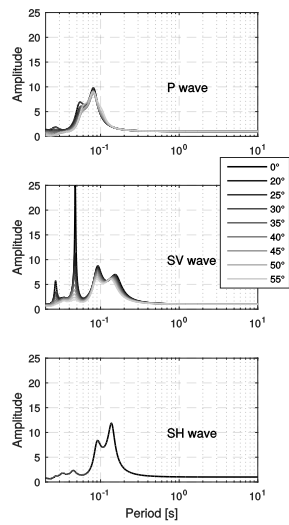
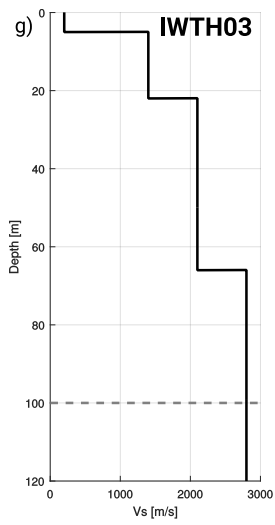
Apéndice A

Material suplementario: Simulación terremoto de Tohoku (2011)

En este apéndice se muestran los resultados referentes a la simulación de acelerogramas para el terremoto M_w 9,0 de Tohoku-Oki (2011) y su réplica M_w 6,9. Además se muestran las funciones de transferencia de amplificación del suelo (SATF) calculadas para cada sitio utilizado. Por último se muestran los resultados obtenidos (GOF) usando diferentes caídas de esfuerzos para la réplica M_w 6,9 simulada.

A.1. Funciones de transferencia de amplificación del suelo





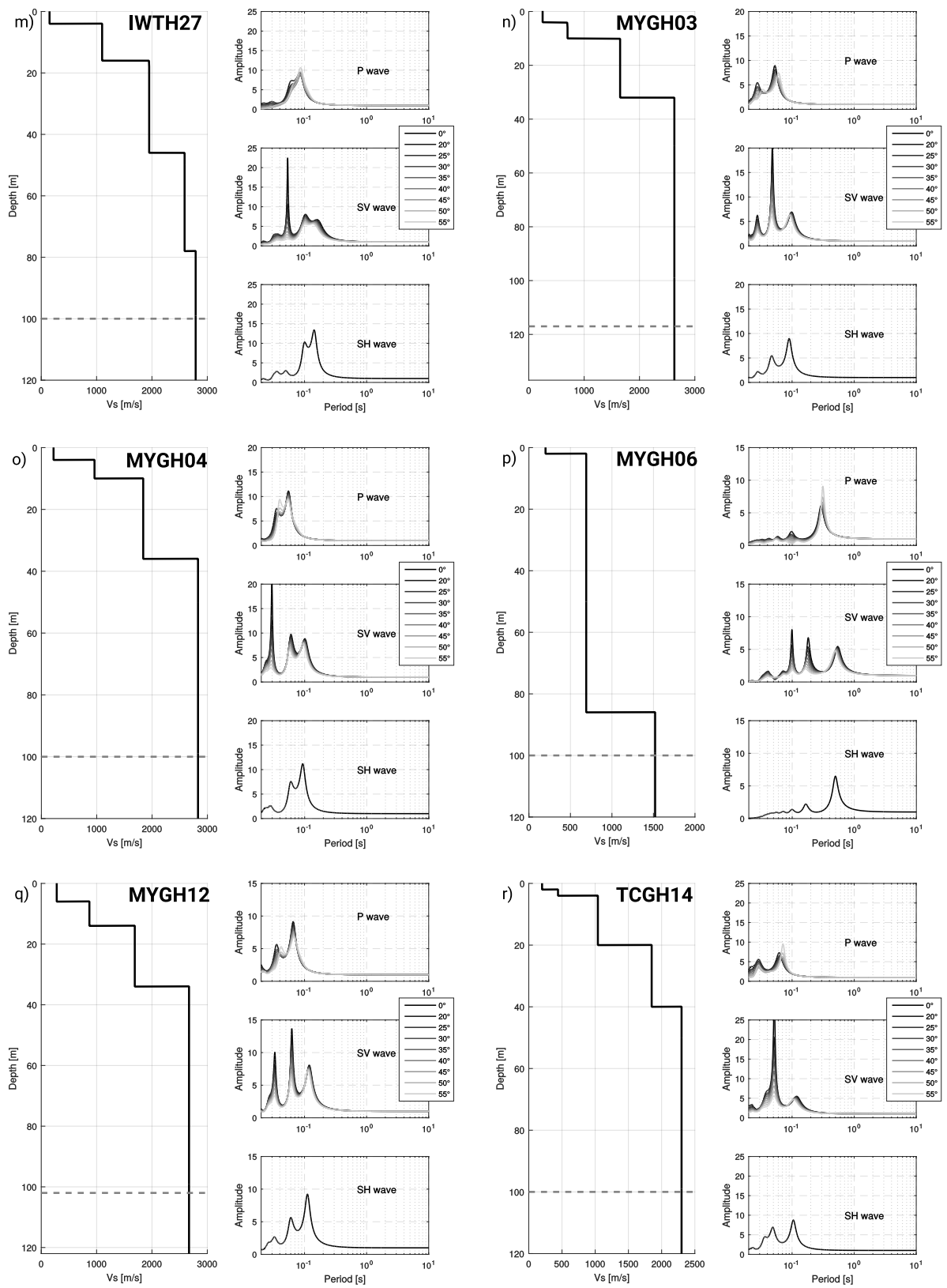
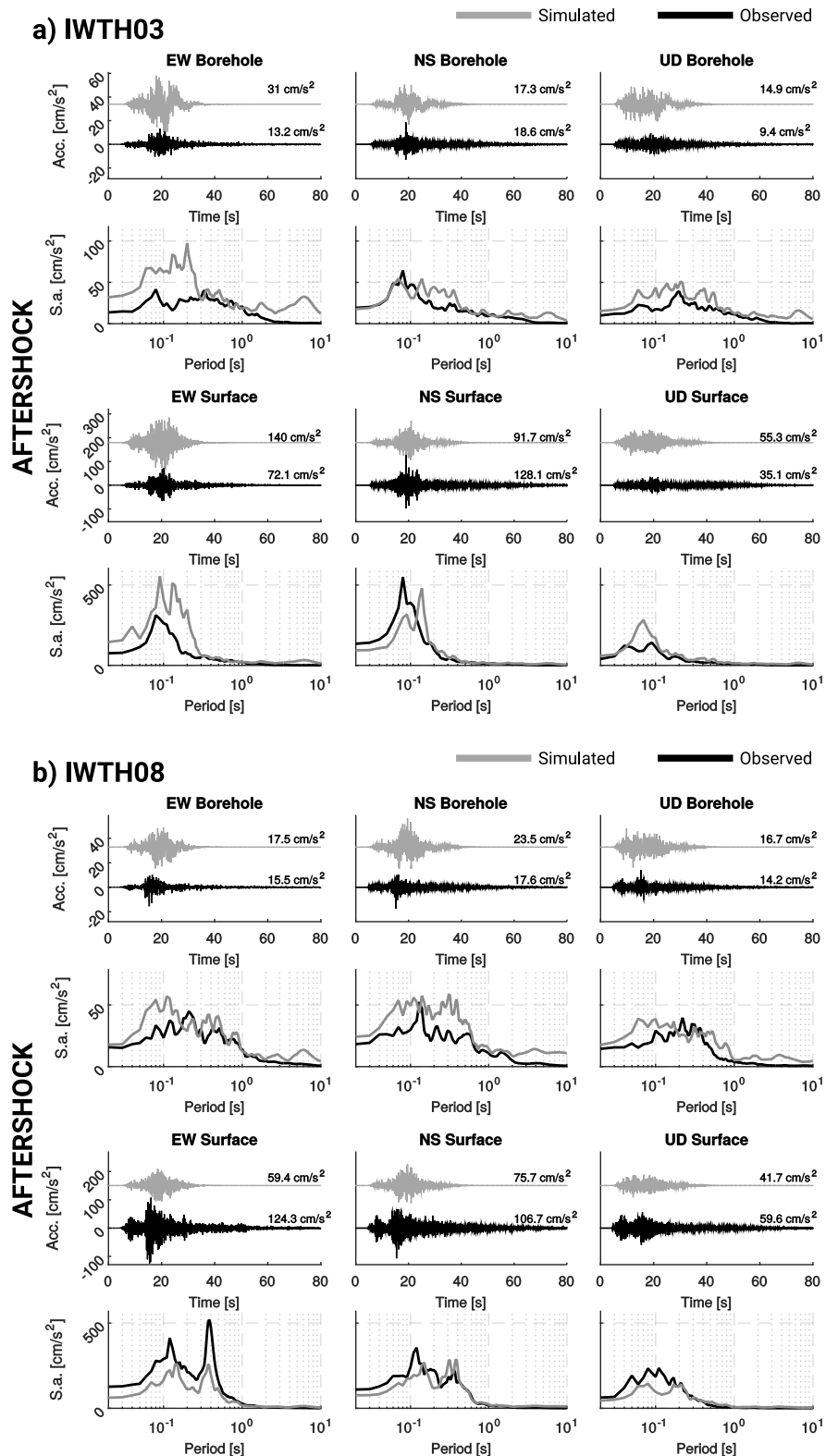
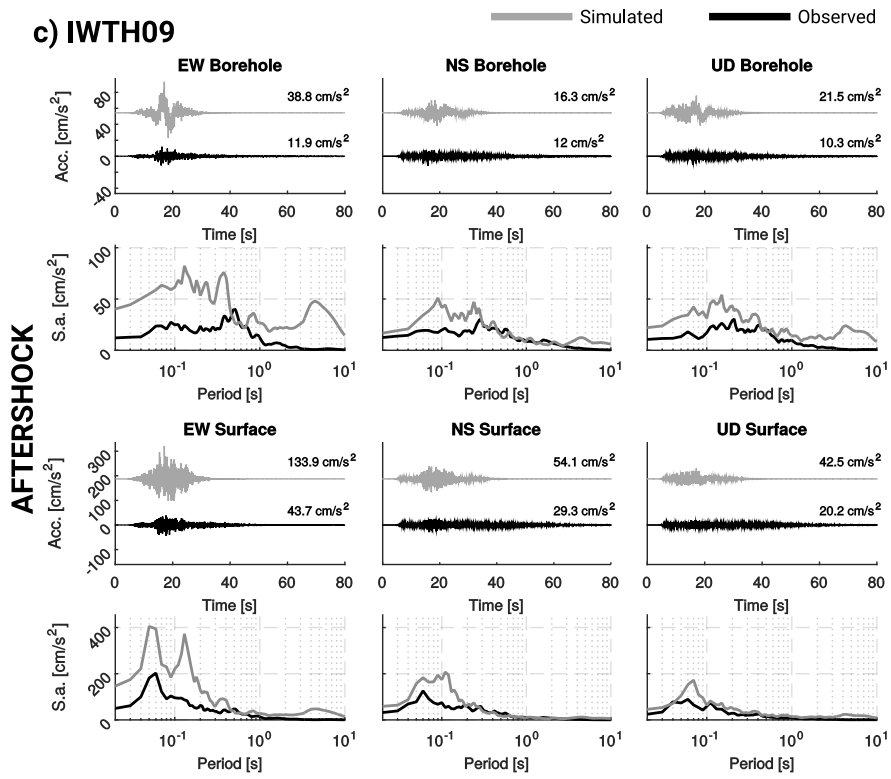


Figura A.1: Funciones de transferencia de amplificación del suelo (SATF) de estaciones a) AOMH18, b) FKSH19, c) IBRH13, d) IBRH14, e) IBRH15, f) IBRH16, g) IWTH03, h) IWTH08, i) IWTH09, j) IWTH14, k) IWTH21, l) IWTH22, m) IWTH27, n) MYGH03, o) MYGH04, p) MYGH06, q) MYGH12, r) TCGH14.

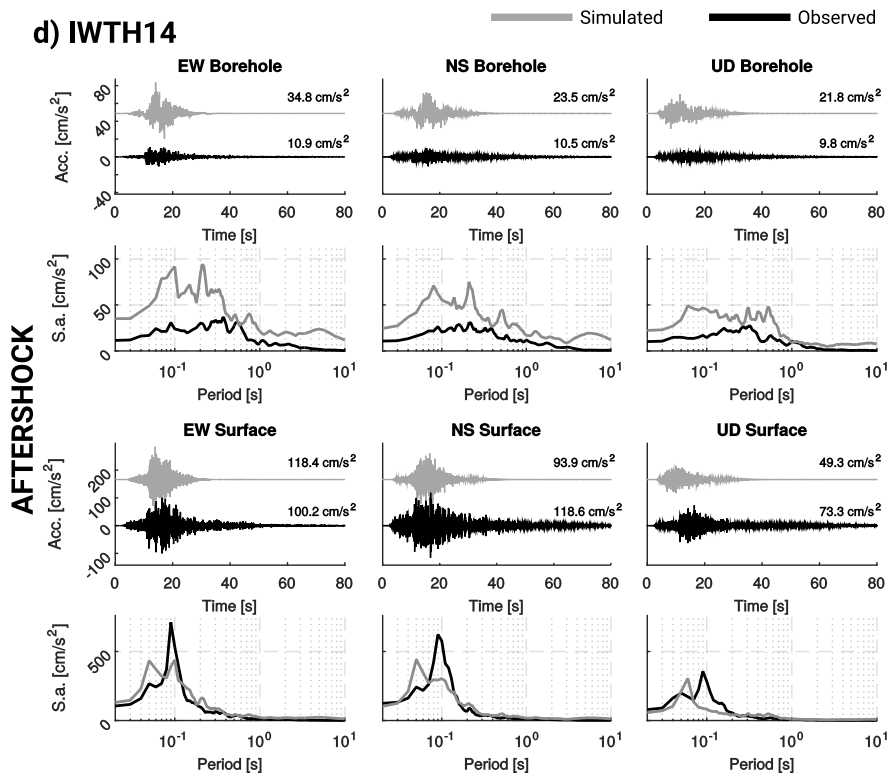
A.2. Comparación entre registros observados y simulados de la réplica Mw 6.9 y sus espectros de respuesta



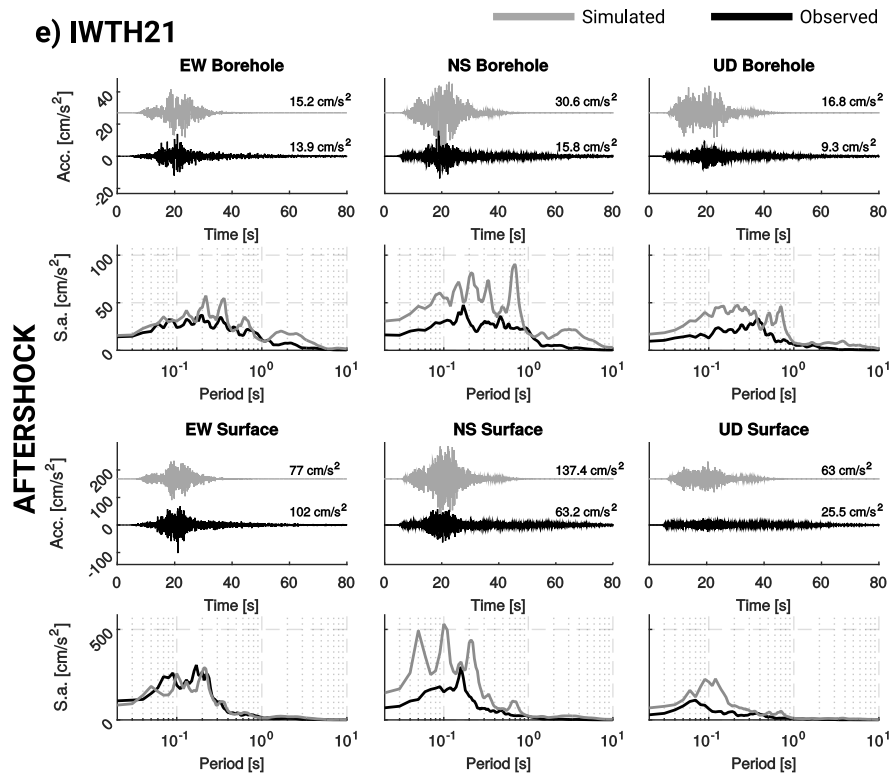
c) IWTH09



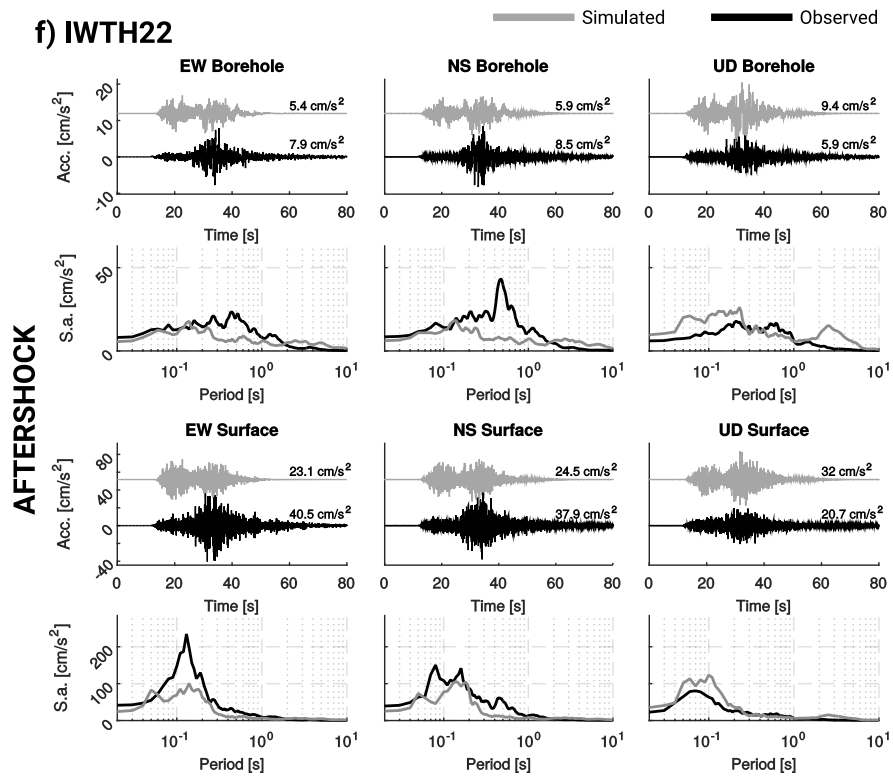
d) IWTH14



e) IWTH21



f) IWTH22



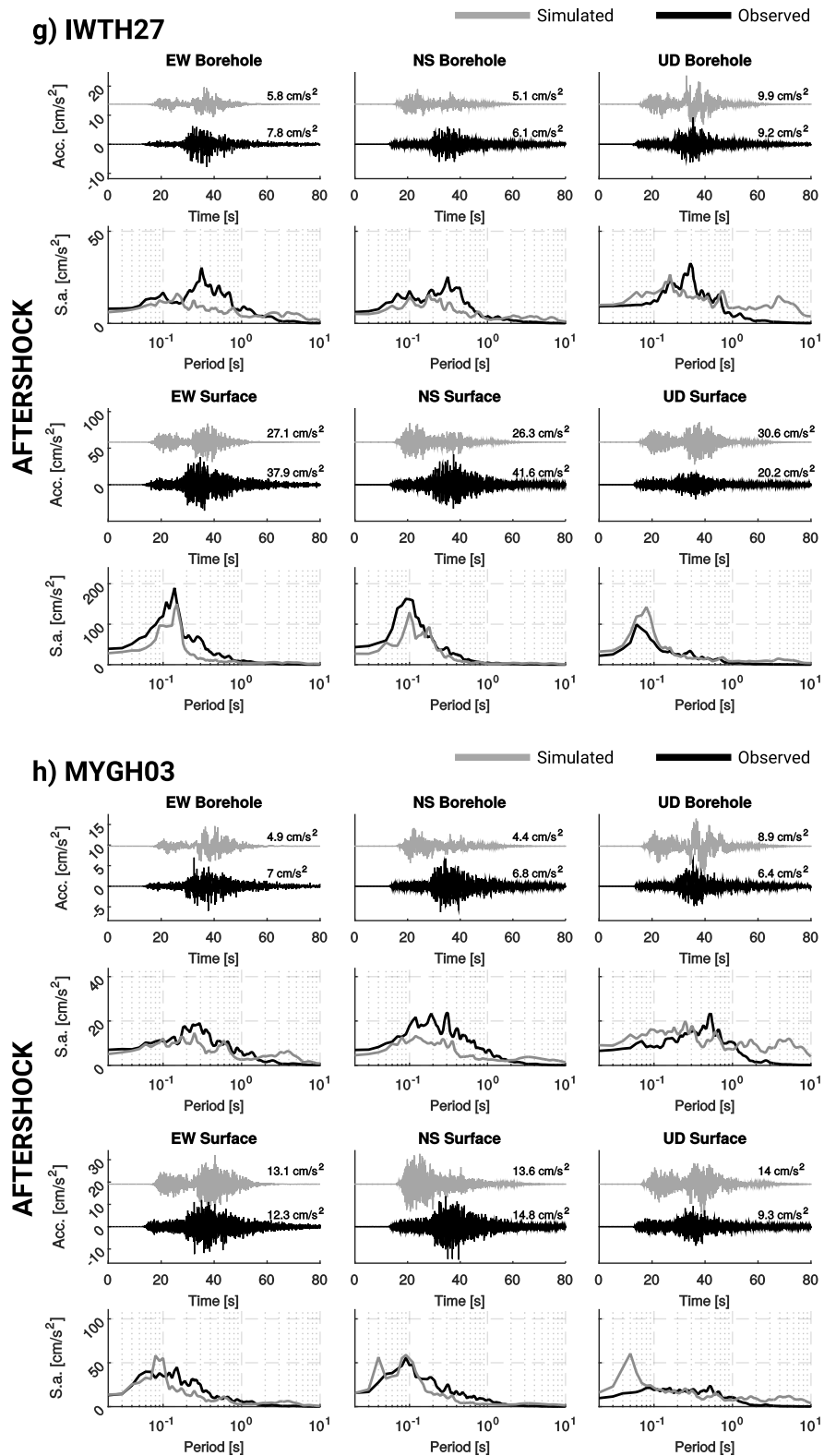
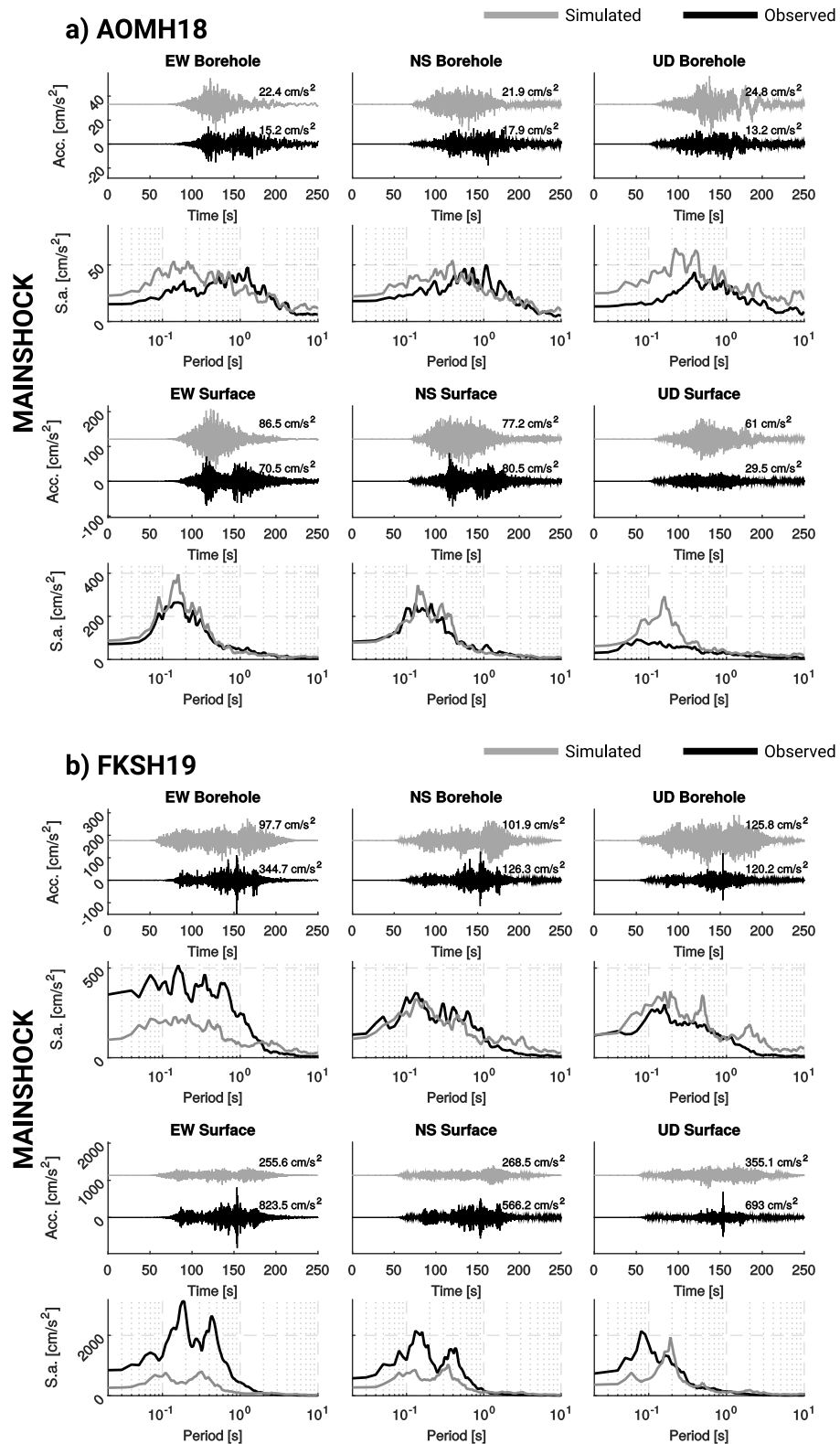


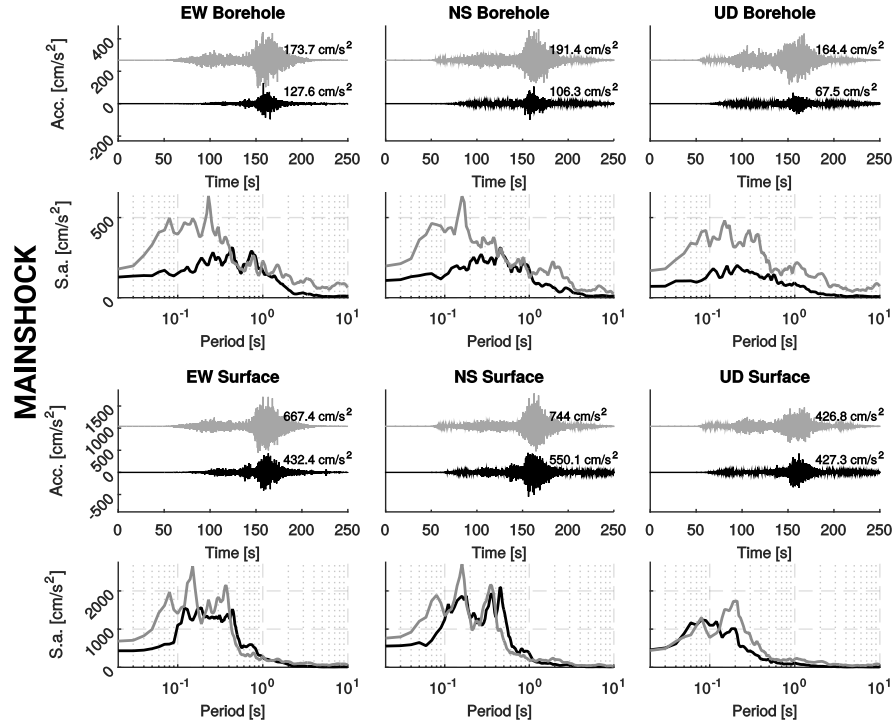
Figura A.2: Acelerogramas simulados y espectros de respuesta de pseudo-acceleración asociados para estaciones a) IWTH03, b) IWTH08, c) IWTH09, d) IWTH14, e) IWTH21, f) IWTH22, g) IWTH27, h) MYGH03.

A.3. Comparación entre registros observados y simulados del terremoto Mw 9.0 y sus espectros de respuesta



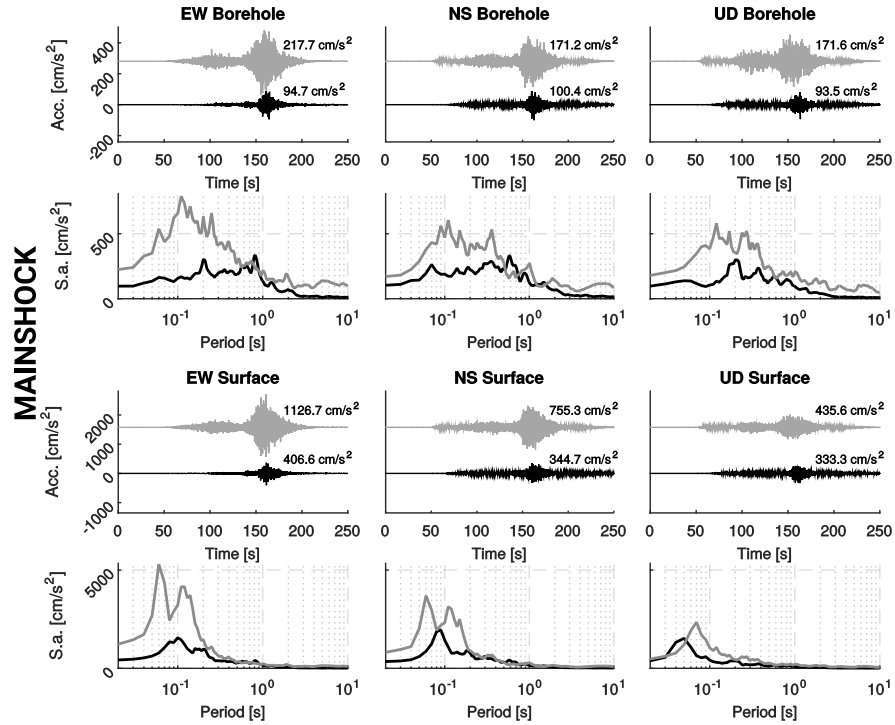
c) IBRH13

— Simulated — Observed

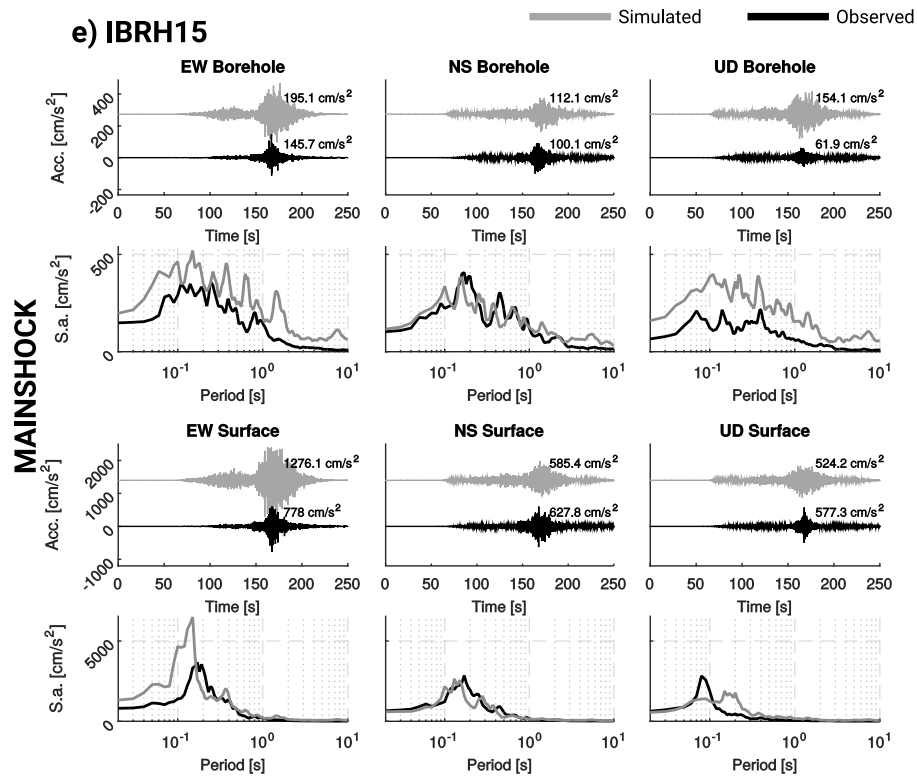


d) IBRH14

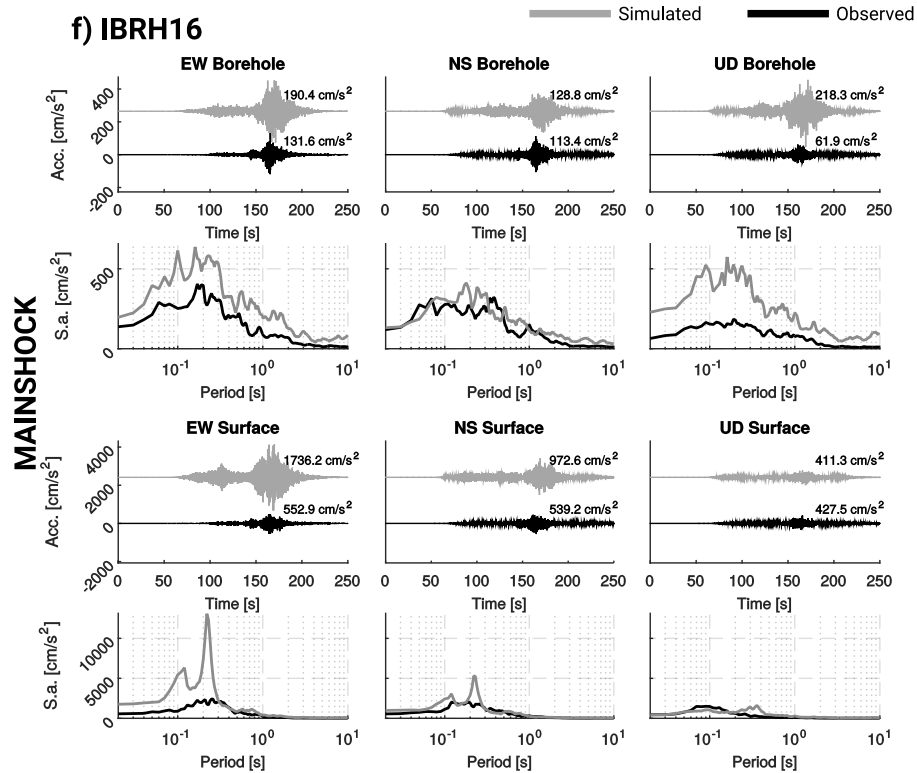
— Simulated — Observed

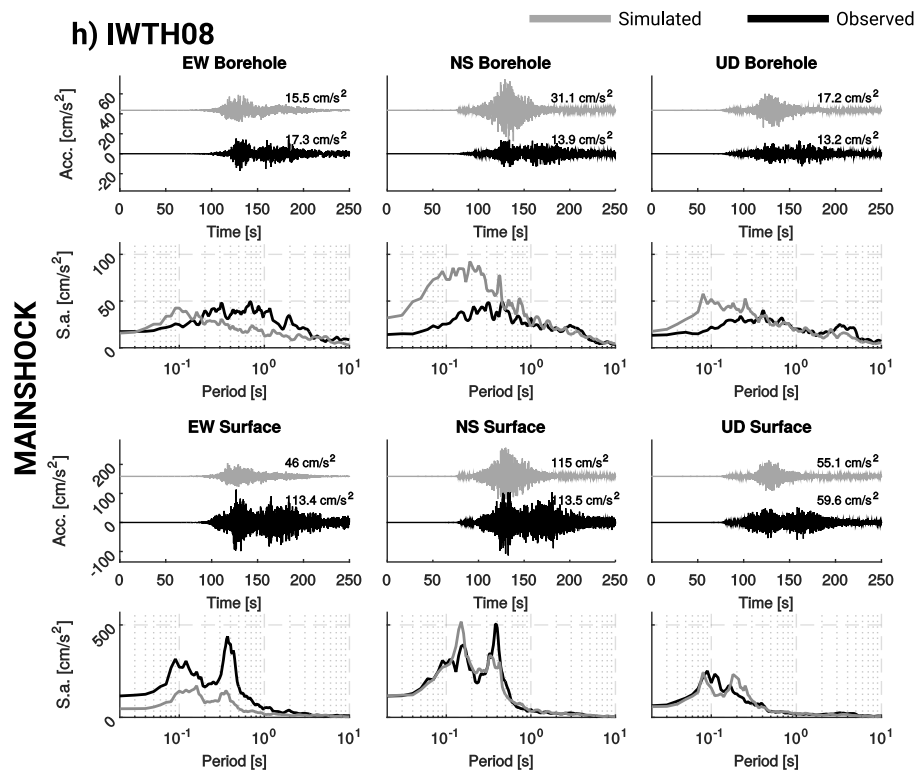
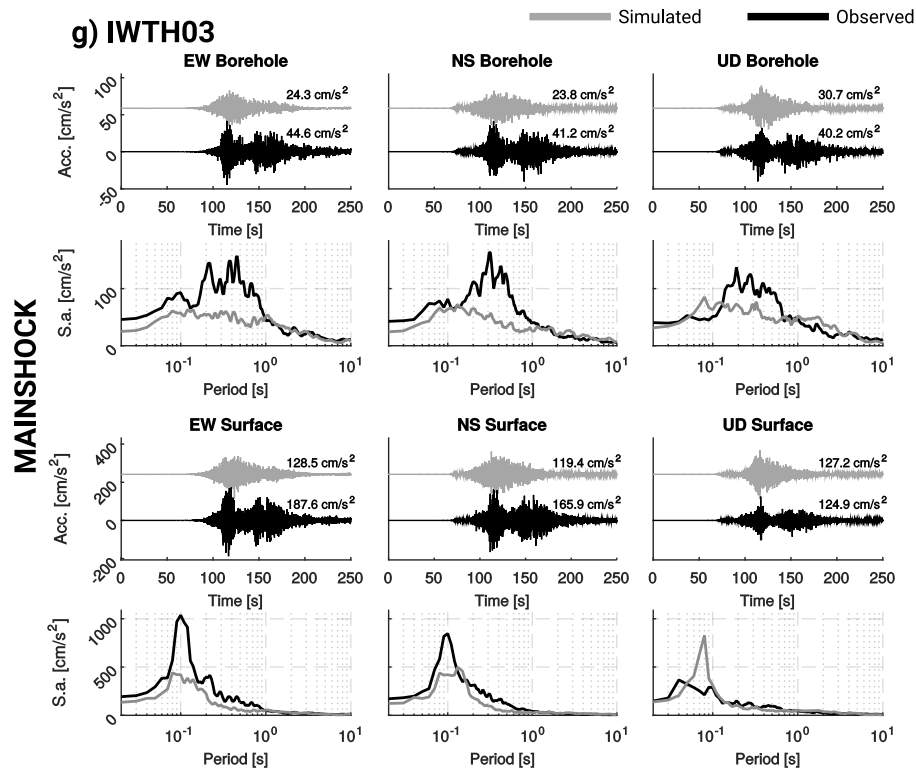


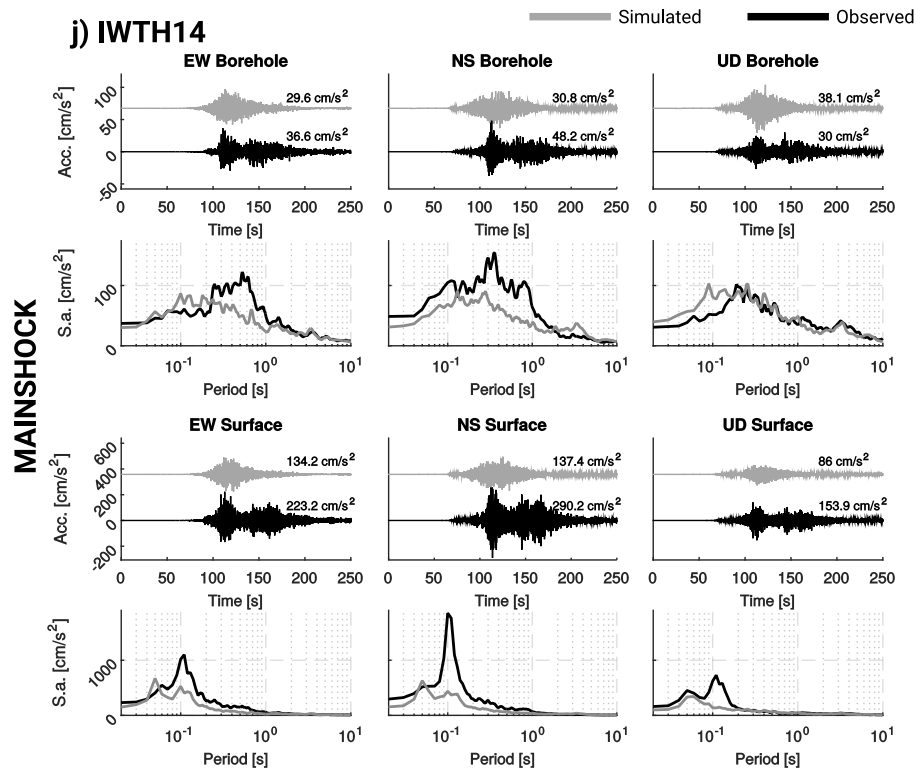
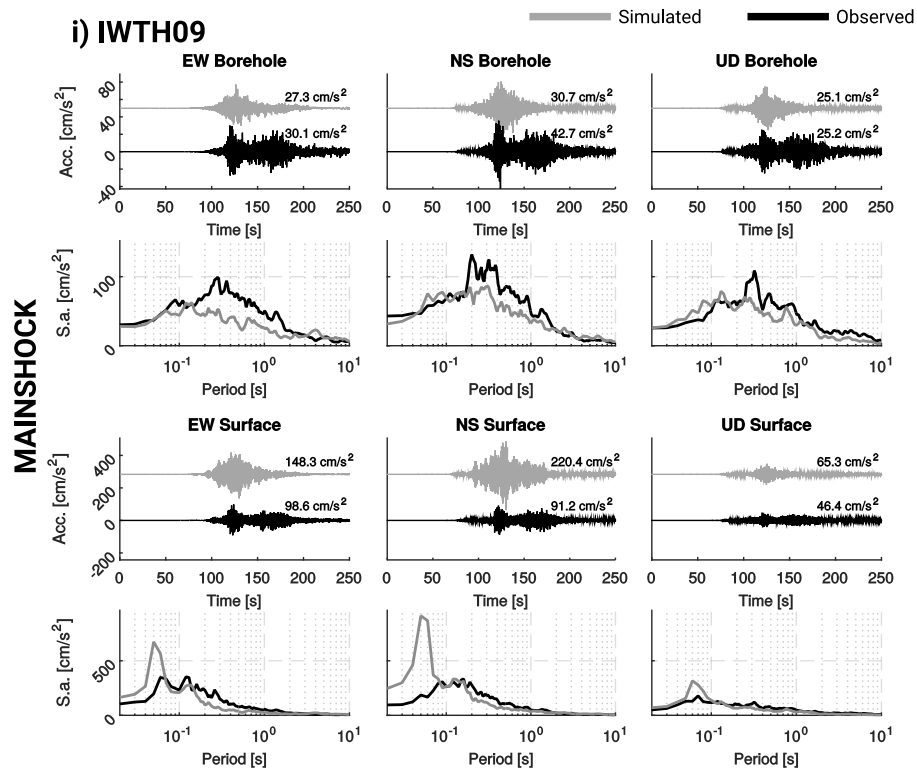
e) IBRH15

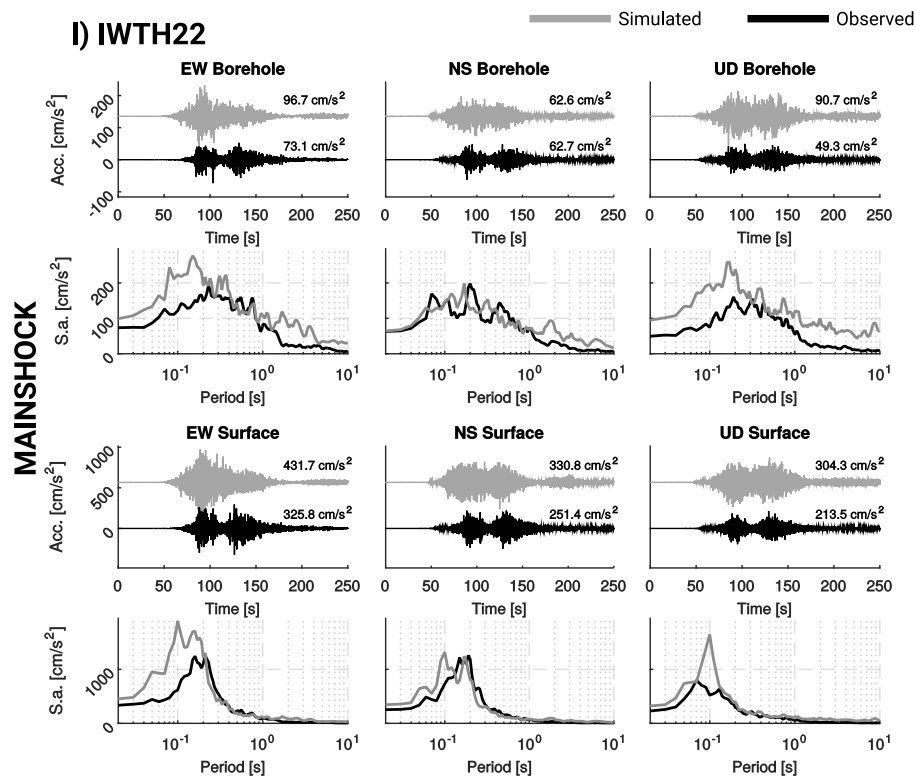
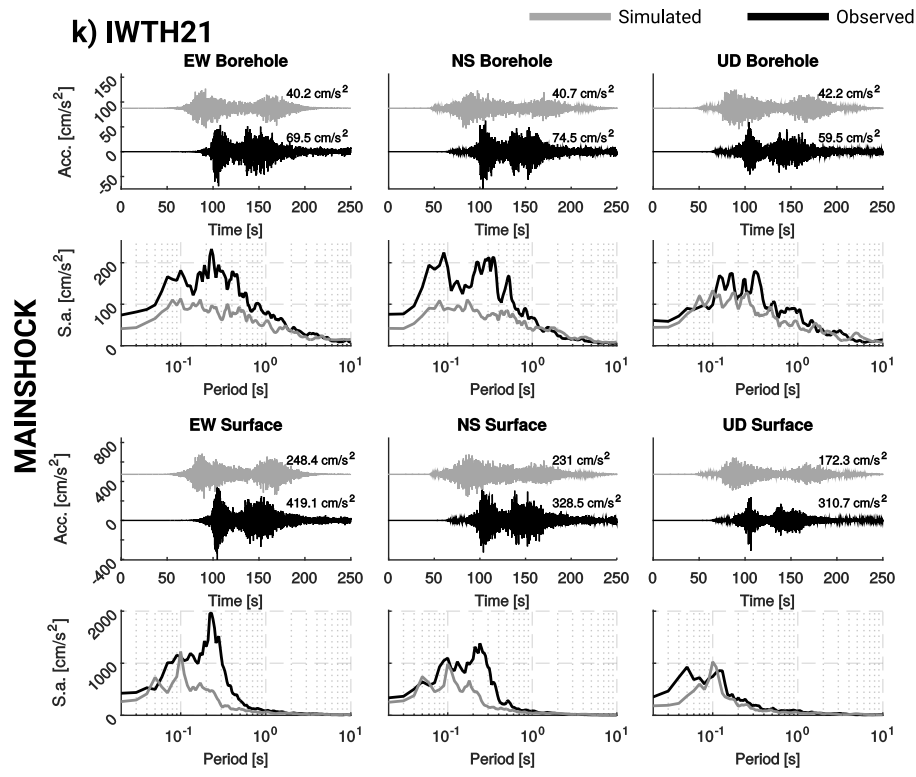


f) IBRH16



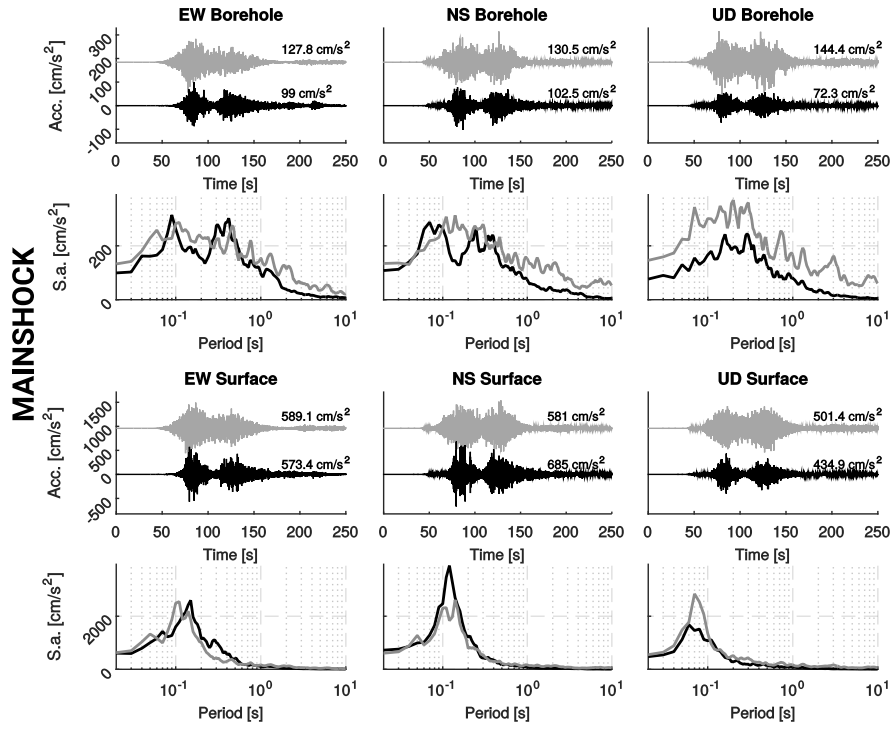






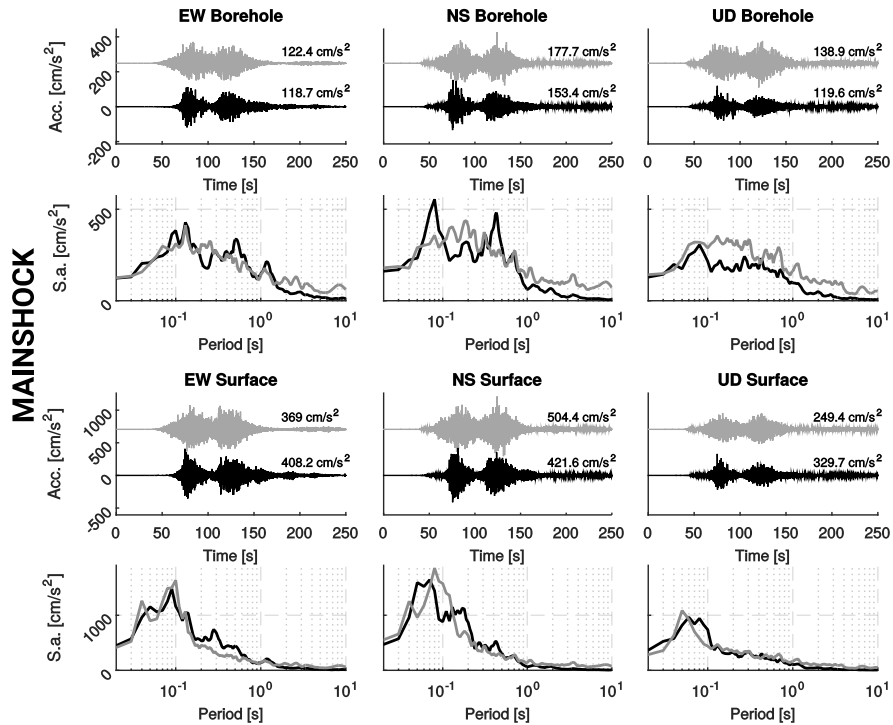
m) IWTH27

— Simulated — Observed



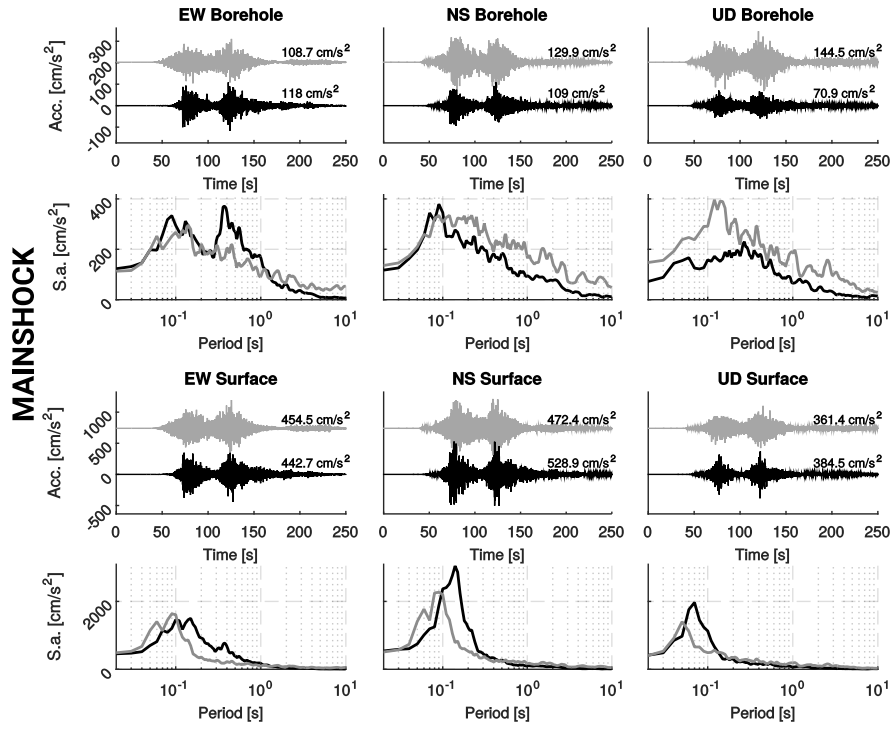
n) MYGH03

— Simulated — Observed



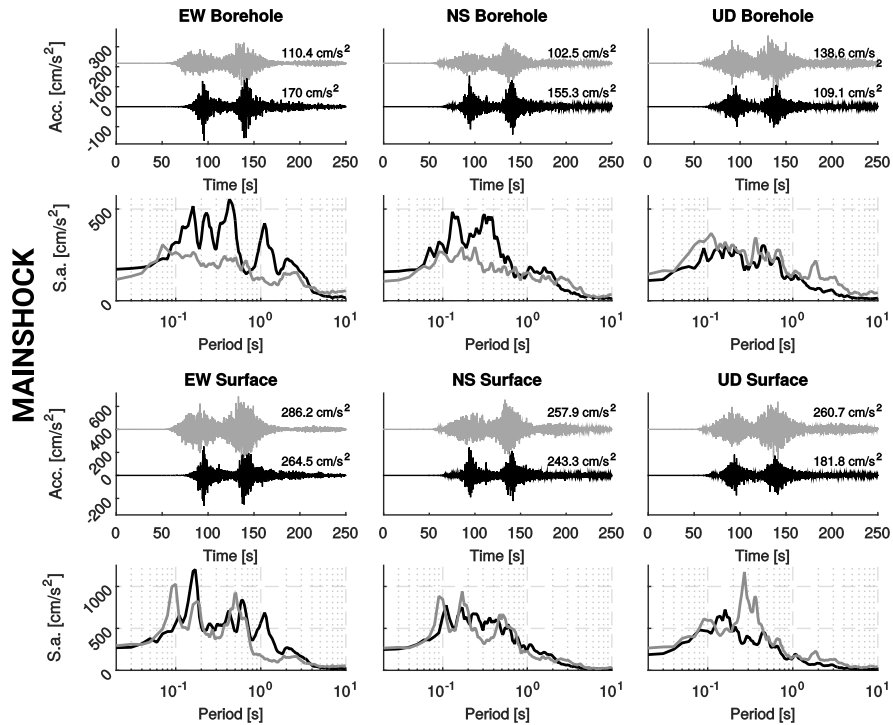
o) MYGH04

— Simulated — Observed



p) MYGH06

— Simulated — Observed



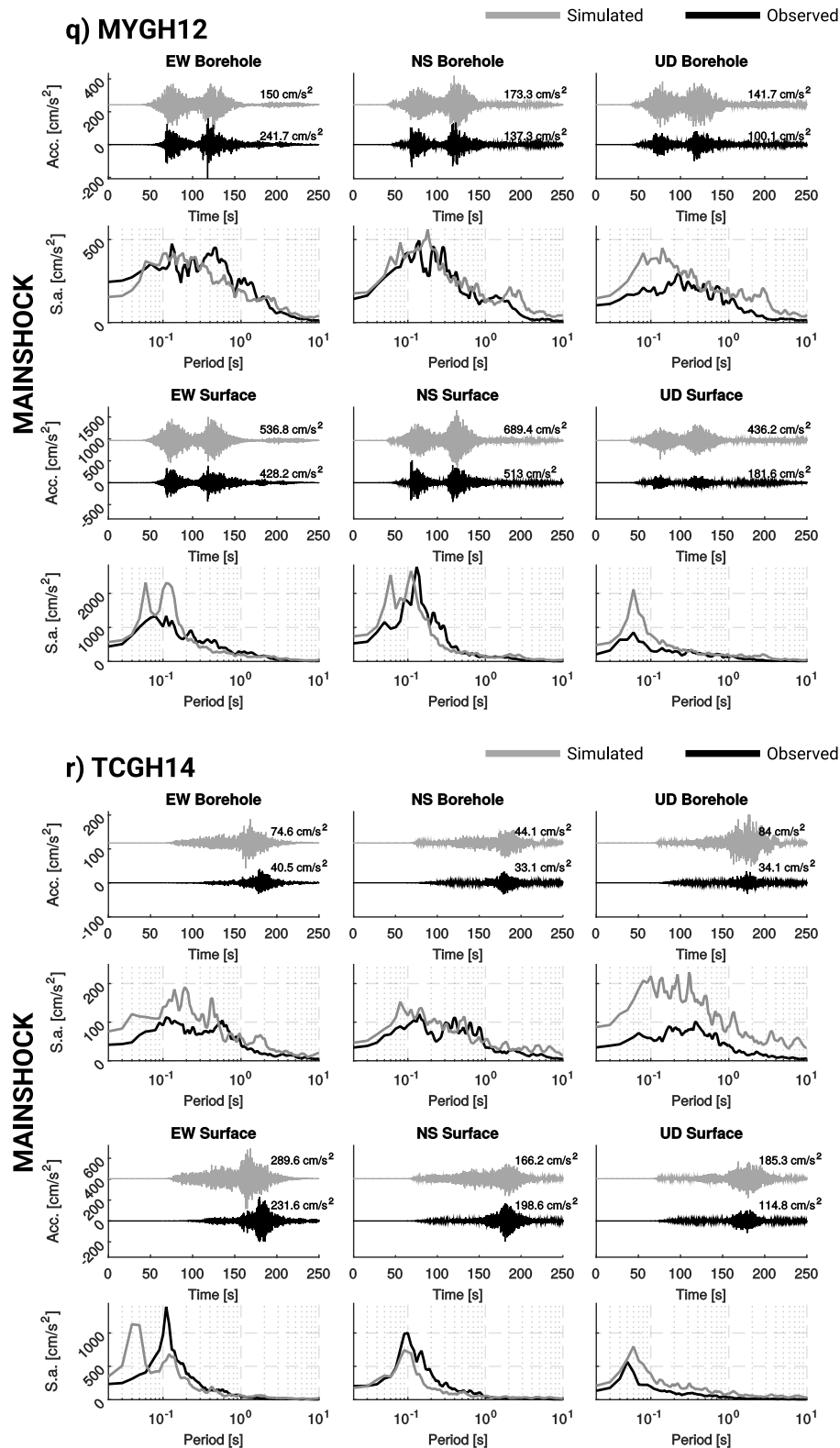


Figura A.3: Acelerogramas simulados y espectros de respuesta de pseudo-aceleración asociados para estaciones a) AOMH18, b) FKSH19, c) IBRH13, d) IBRH14, e) IBRH15, f) IBRH16, g) IWTH03, h) IWTH08, i) IWTH09, j) IWTH14, k) IWTH21, l) IWTH22, m) IWTH27, n) MYGH03, o) MYGH04, p) MYGH06, q) MYGH12, r) TCGH14.

A.4. Variación en la caída de esfuerzos

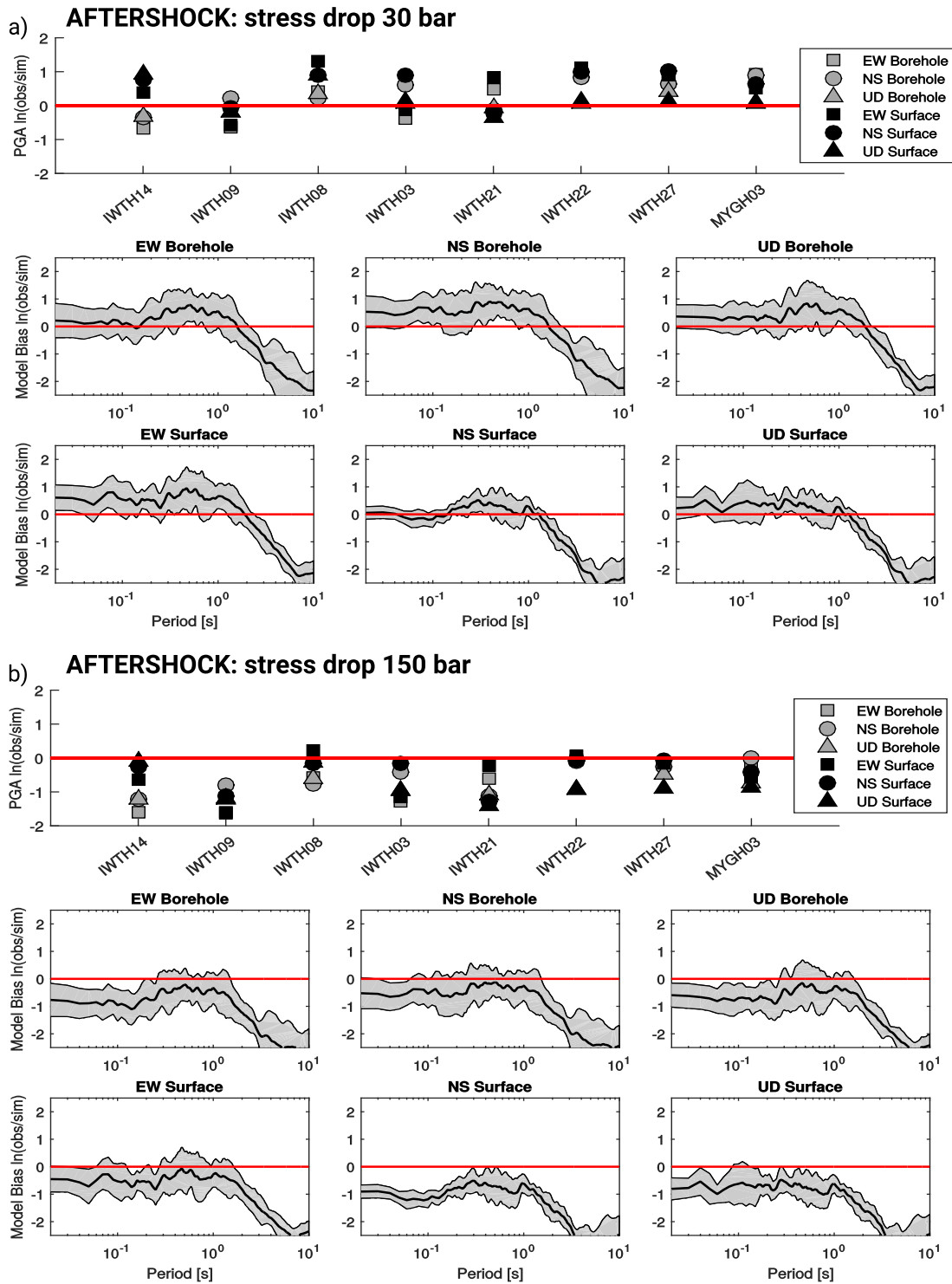


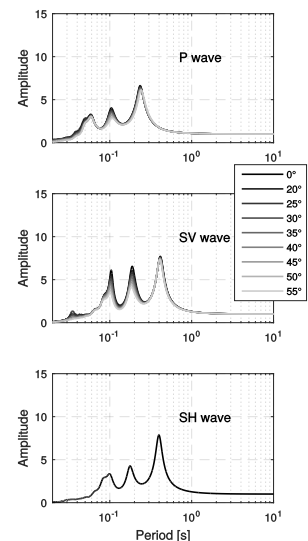
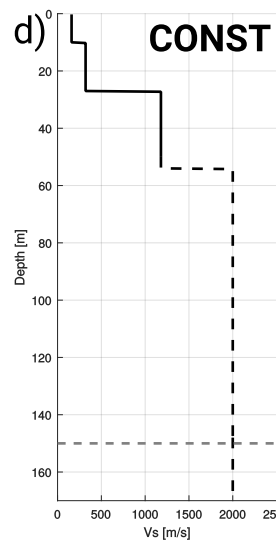
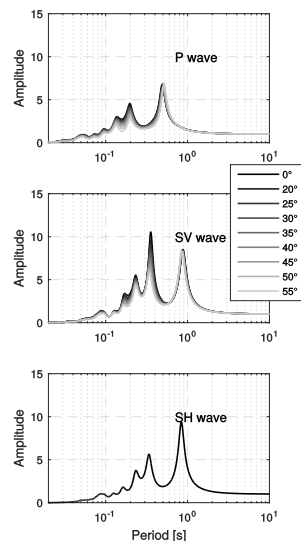
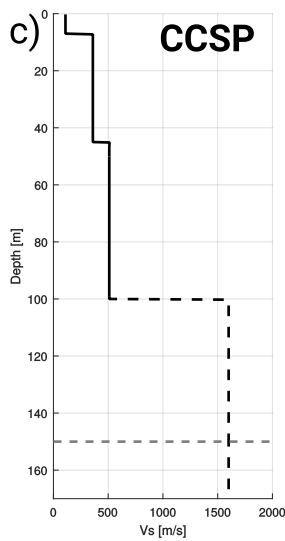
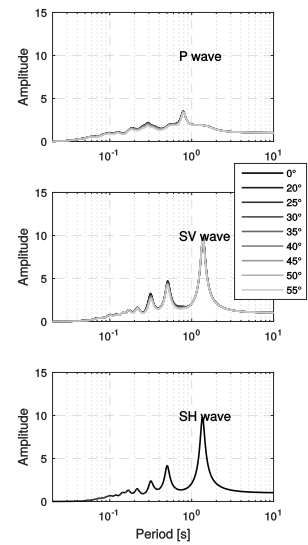
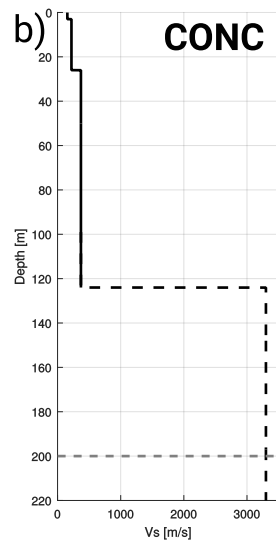
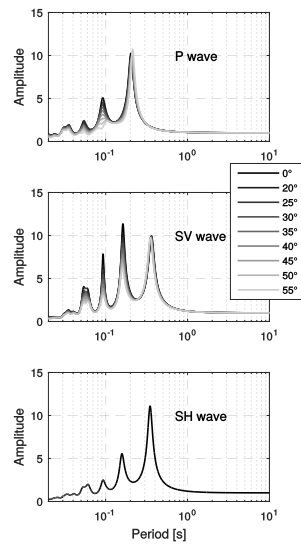
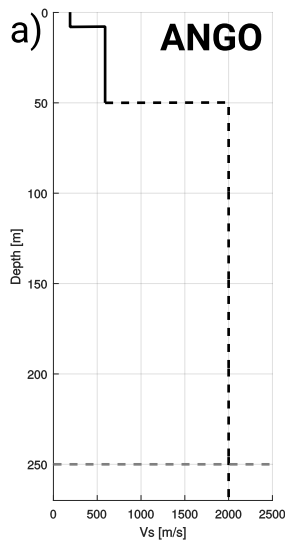
Figura A.4: PGA y GOF para acelerogramas simulados y observados en sus tres componentes para la réplica M_w 6,9 usando diferentes caídas de esfuerzos. a) Resultado usando 30 bar. b) Resultado usando 150 bar.

Apéndice B

Material suplementario: Simulación terremoto de Maule (2010)

En este apéndice se muestran los resultados referentes a la simulación de acelerogramas para el terremoto M_w 8,8 de Maule (2010). Además se muestran las funciones de transferencia de amplificación del suelo (SATF) calculadas para cada sitio utilizado.

B.1. Funciones de transferencia de amplificación del suelo



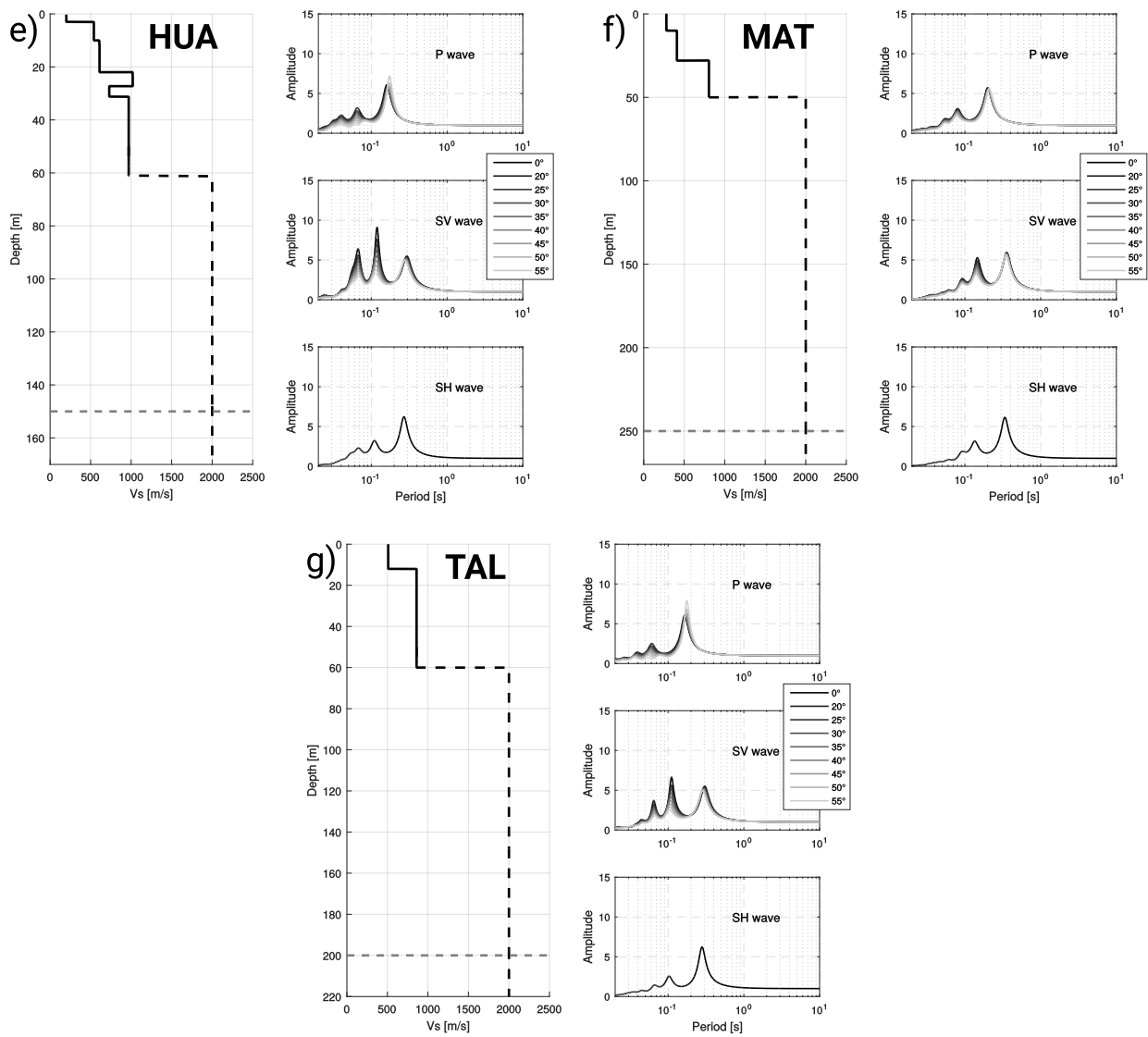
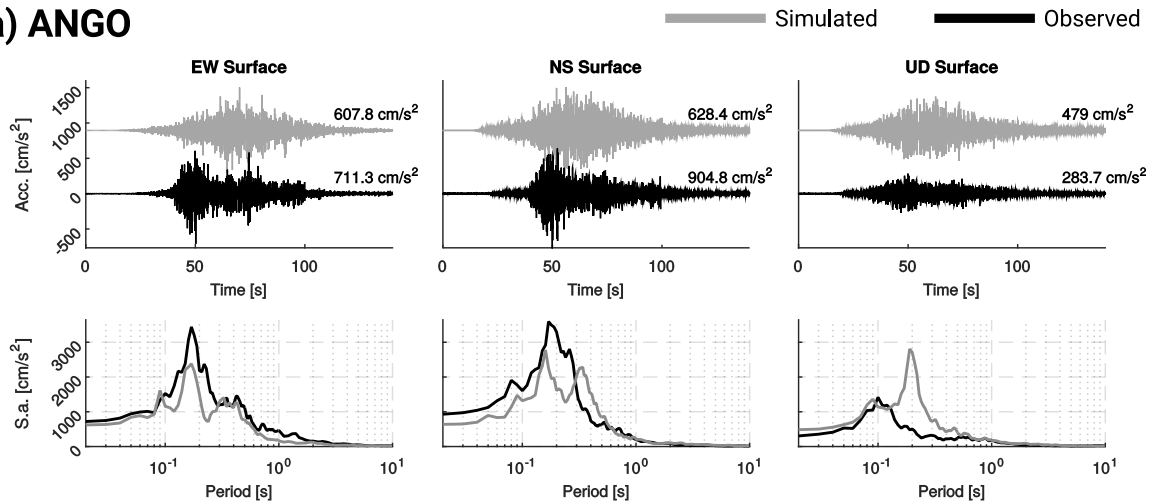


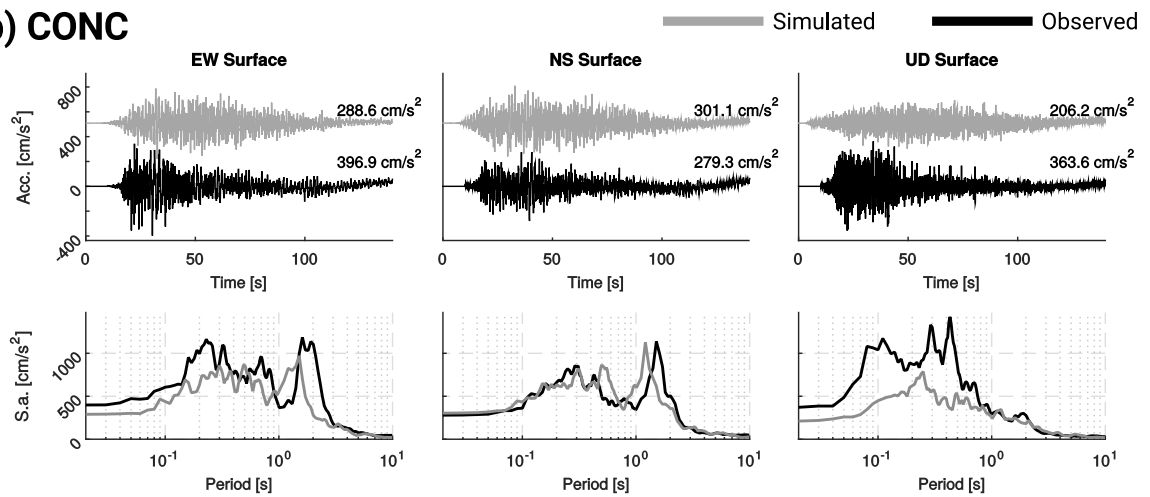
Figura B.1: Funciones de transferencia de amplificación del suelo (SATF) de estaciones a) ANGO, b) CONC, c) CCSP, d) CONST, e) HUA, f) MAT, g) TAL. A partir de la línea segmentada en cada modelo de velocidad no se tiene información del perfil.

B.2. Comparación entre registros observados y simulados del terremoto Mw 8.8 de Maule y sus espectros de respuesta

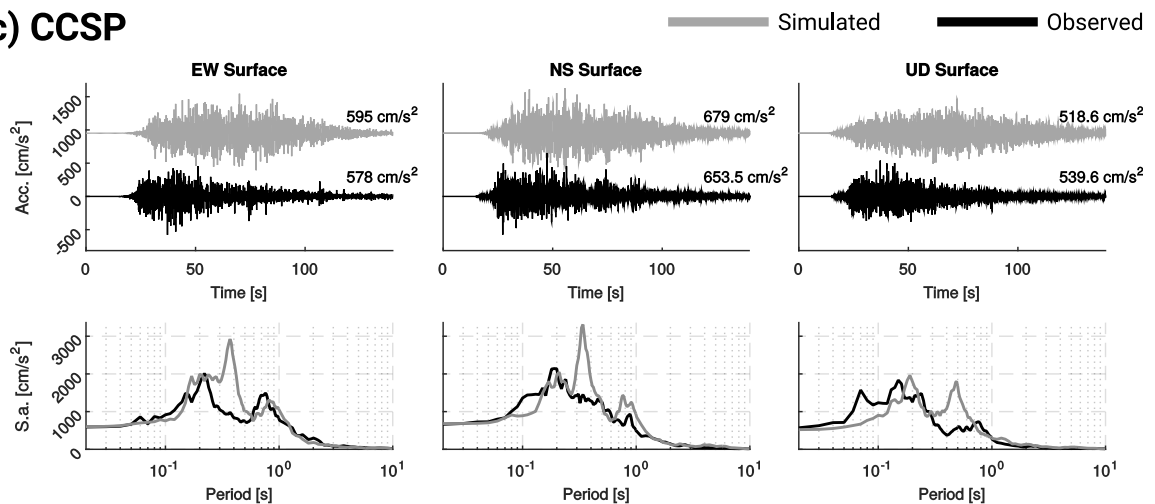
a) ANGO



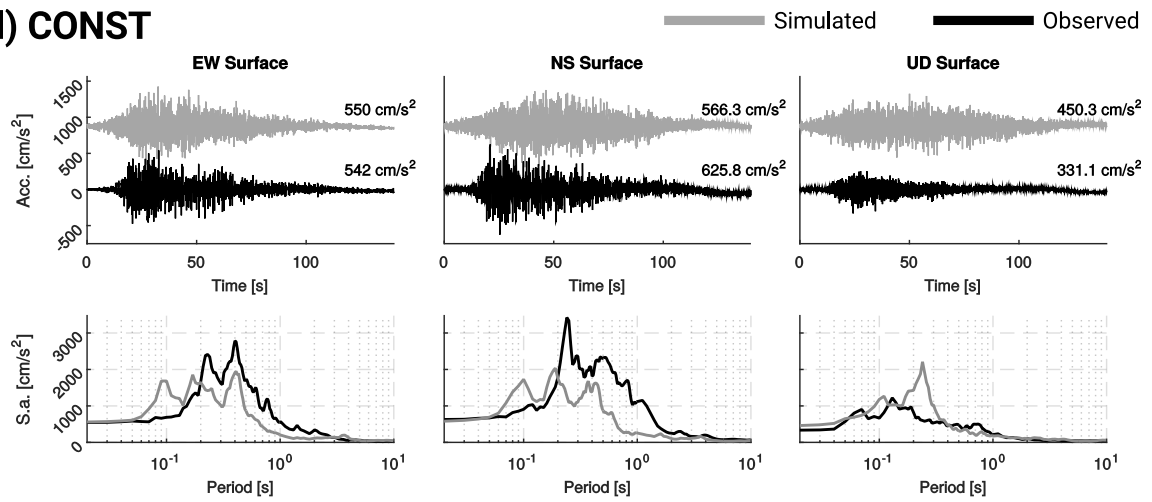
b) CONC



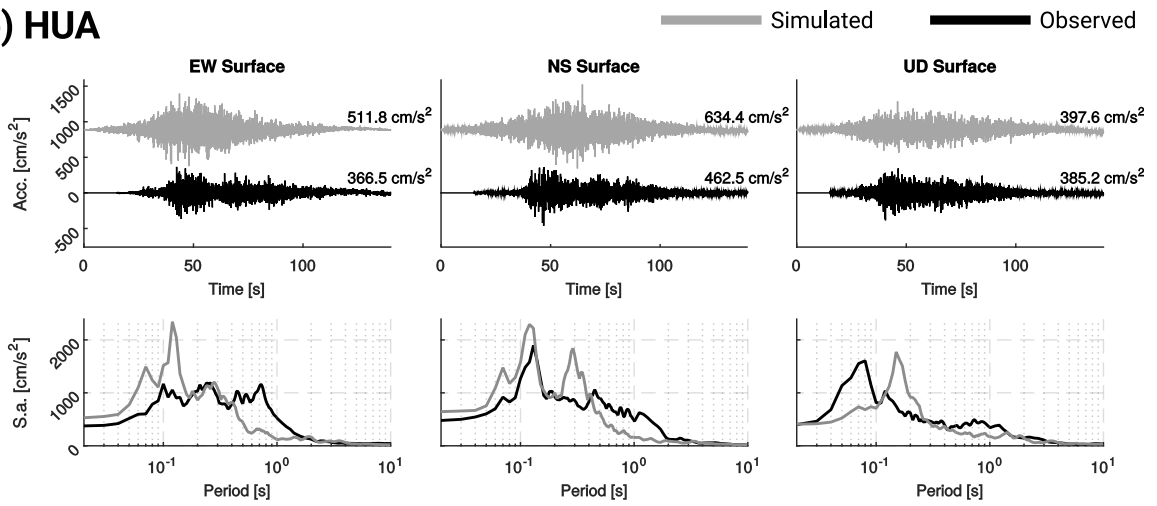
c) CCSP



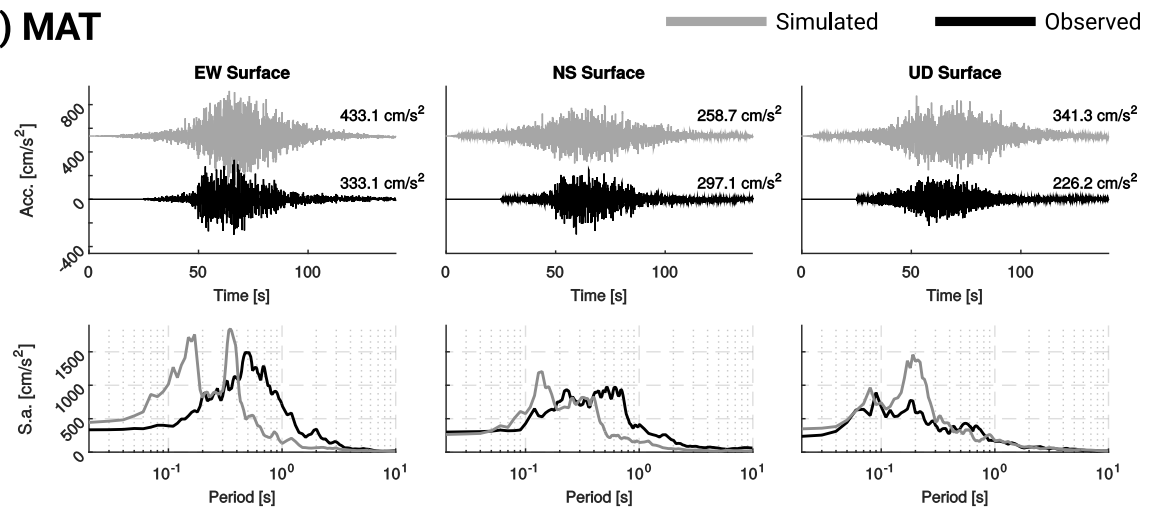
d) CONST



e) HUA



f) MAT



g) TAL

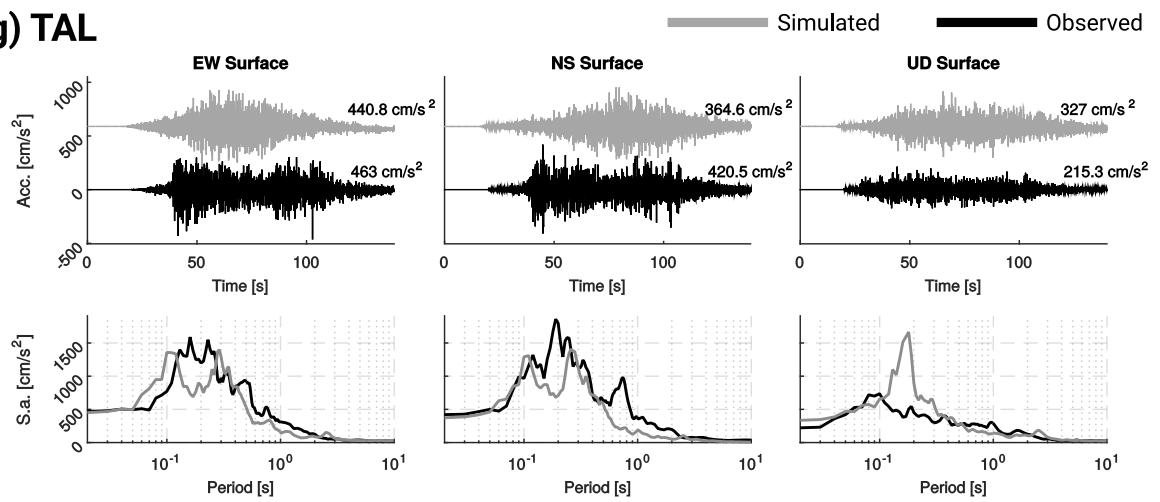


Figura B.2: Acelerogramas simulados y espectros de respuesta de pseudo-aceleración asociados para estaciones a) ANGO, b) CONC, c) CCSP, d) CONST, e) HUA, f) MAT, g) TAL.

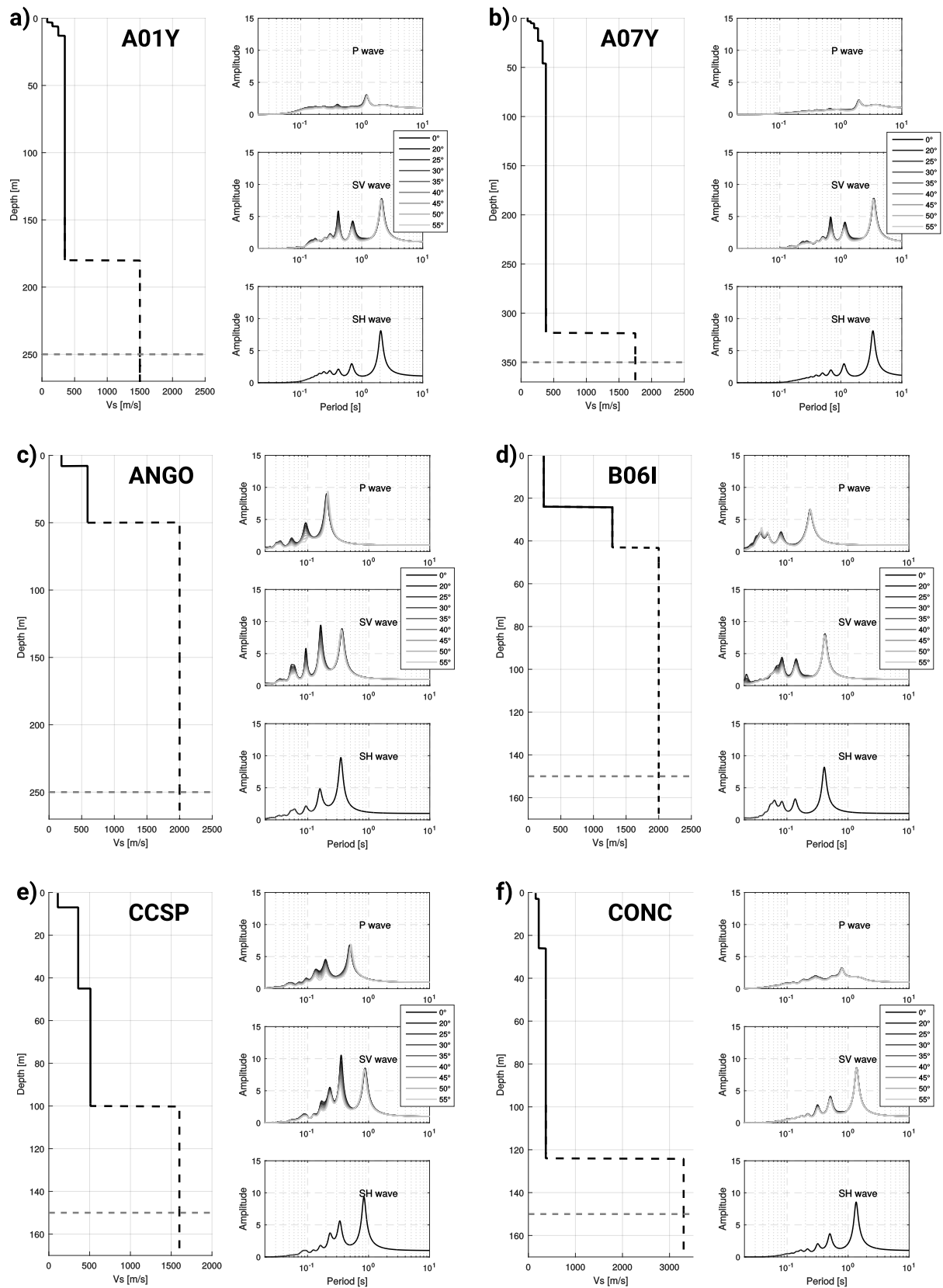
Apéndice C

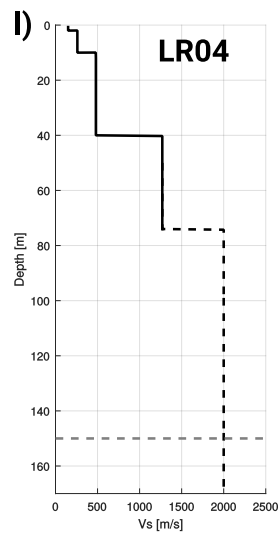
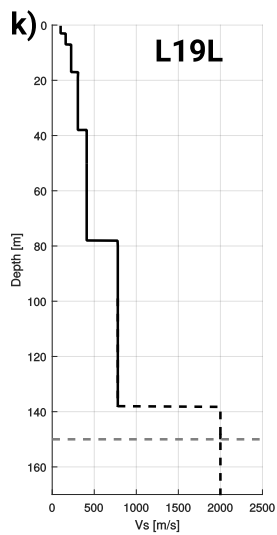
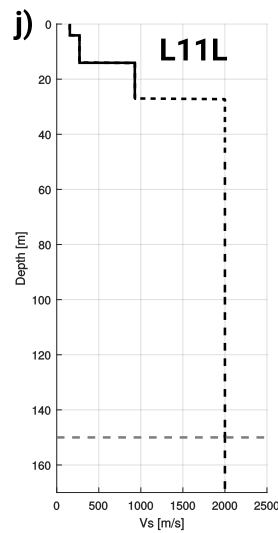
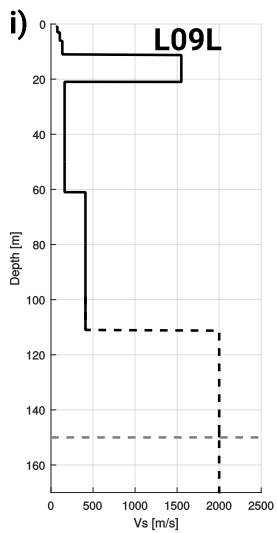
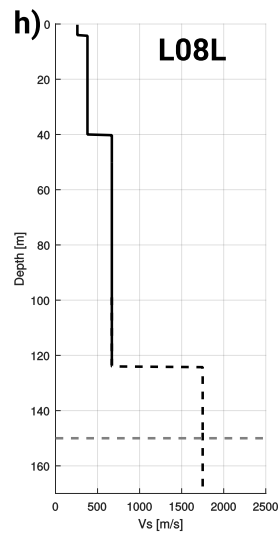
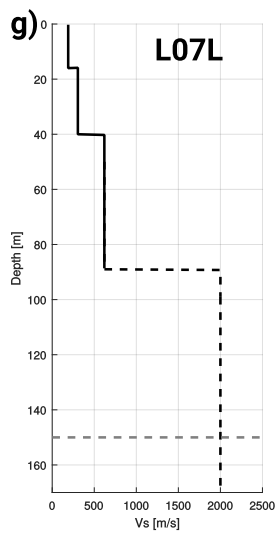
Material suplementario: Simulación de terremotos del 21 y 22 de mayo de 1960

En este apéndice se muestran las funciones de transferencia de amplificación del suelo (SATF) calculadas para cada sitio utilizado en la simulación de acelerogramas de los terremotos M_w 8,1 del 21 de mayo y M_w 9,5 del 22 de mayo de 1960, ocurridos en el centro-sur de Chile.

Para cada una de las estaciones se muestra el perfil de suelo utilizado y las SATF calculados para ondas P, SV y SH (Kausel & Roesset, 1981; Kausel, 1994, 2006). Se muestra las SATF para distintos ángulos de incidencia para corroborar su influencia en los modelos. En línea segmentada se muestra la profundidad en la cual se considera el basamento rocoso.

C.1. Funciones de transferencia de amplificación del suelo





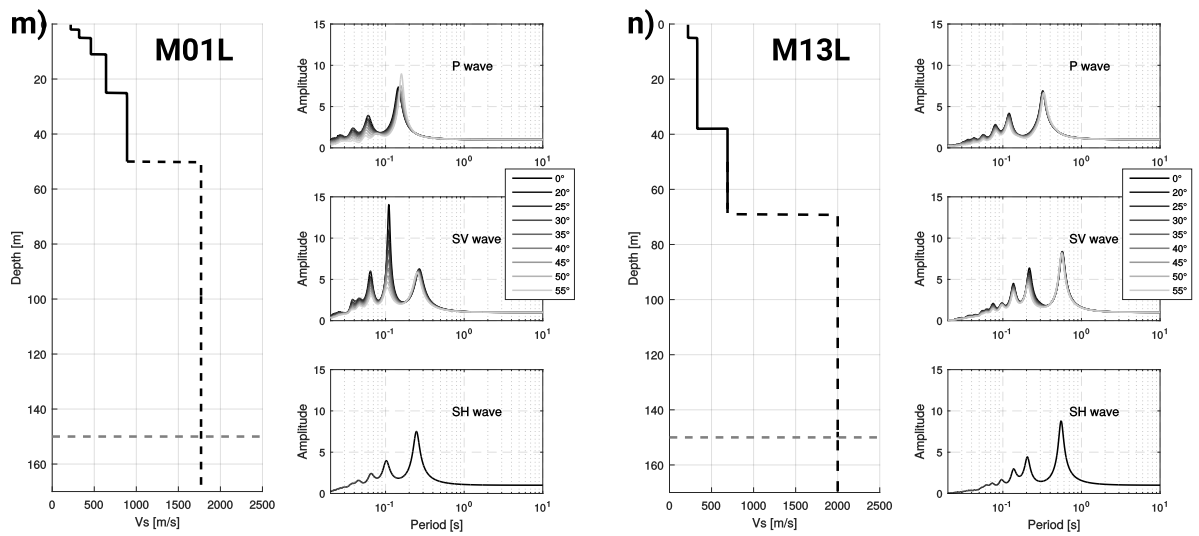


Figura C.1: Funciones de transferencia de amplificación del suelo (SATF) de estaciones a) A01Y, b) A07Y, c) ANGO, d) B06I, e) CCSP, f) CONC, g) L07L, h) L08L, i) L09L, j) L11L, k) L19L, l) LR04, m) M01L, n) M13L. A partir de la línea segmentada en cada modelo de velocidad no se tiene información del perfil.

C.2. Comparación de simulaciones en borehole y superficie de terremoto del 21 de mayo

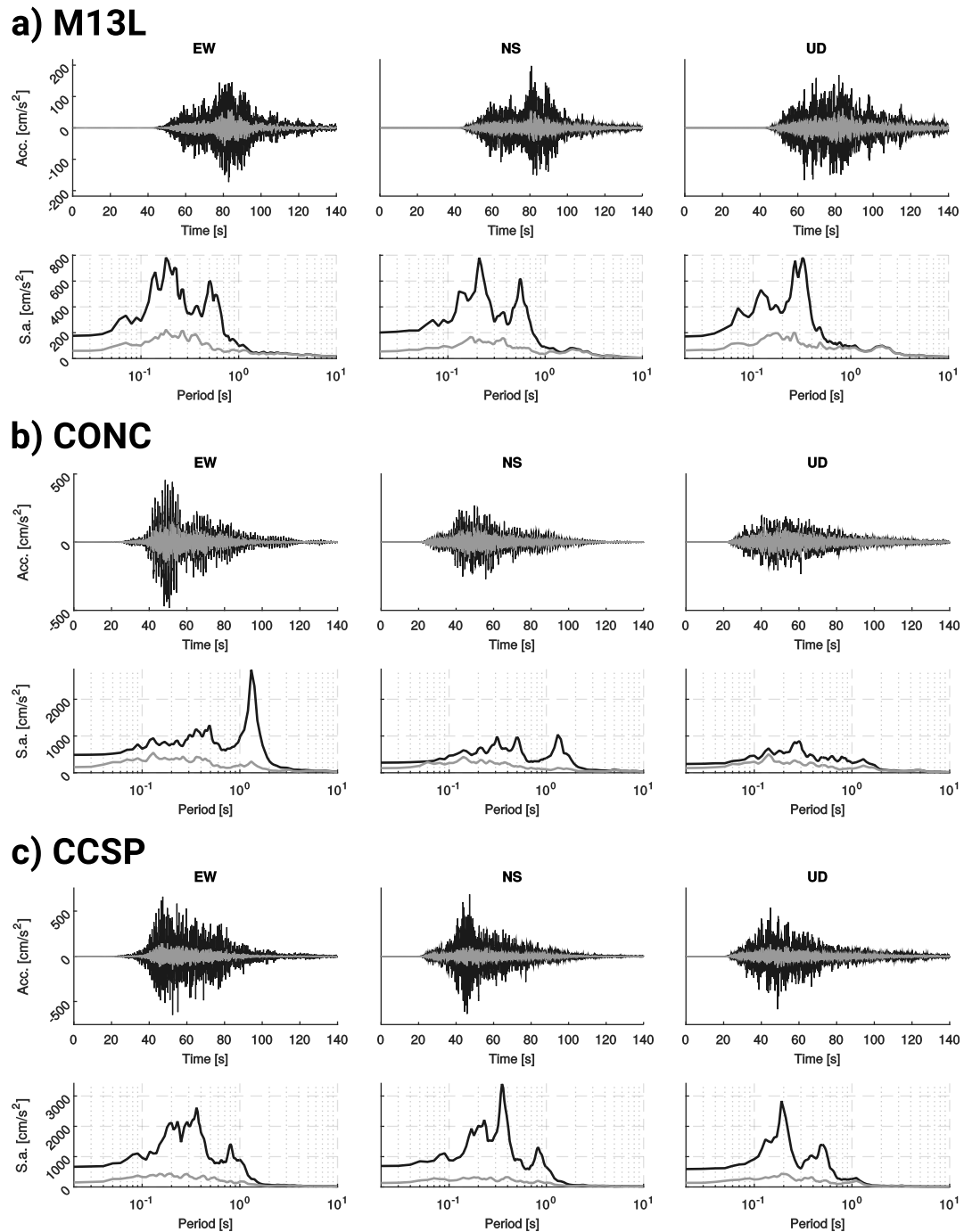
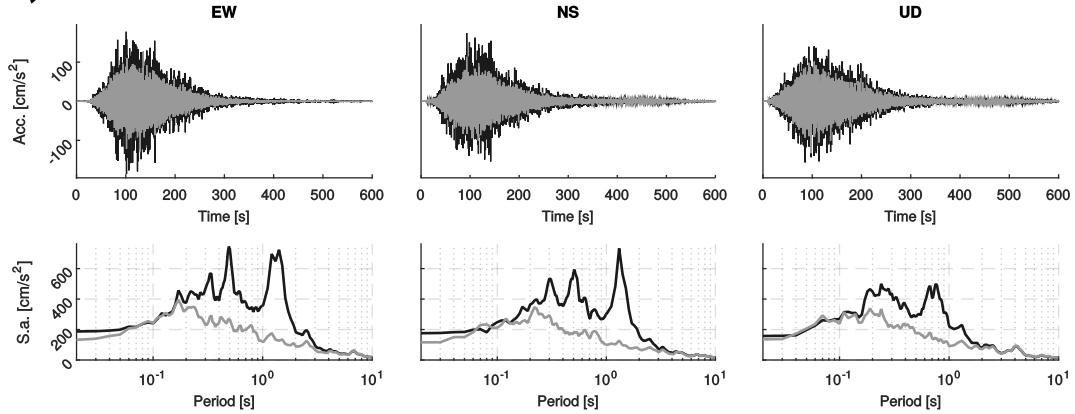


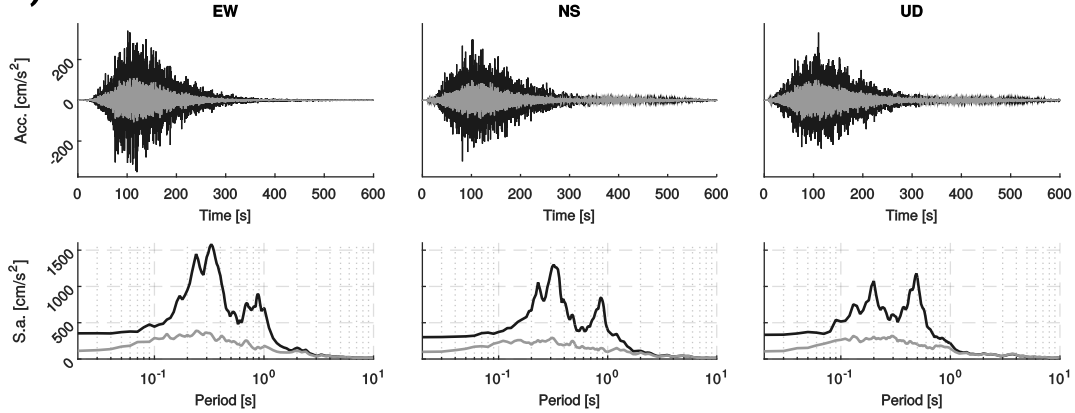
Figura C.2: Comparación de simulaciones en *borehole* y en superficie para el terremoto del 21 de mayo de 1960. En negro se muestran las simulaciones en superficie, y en gris las simulaciones en *borehole*. Las simulaciones de los acelerogramas y sus respectivos espectros de respuesta de pseudo-aceleración corresponden a los sitios a) M13L, b) CONC y c) CCSP.

C.3. Comparación de simulaciones en borehole y superficie de terremoto del 22 de mayo

a) CONC



b) CCSP



c) LR04

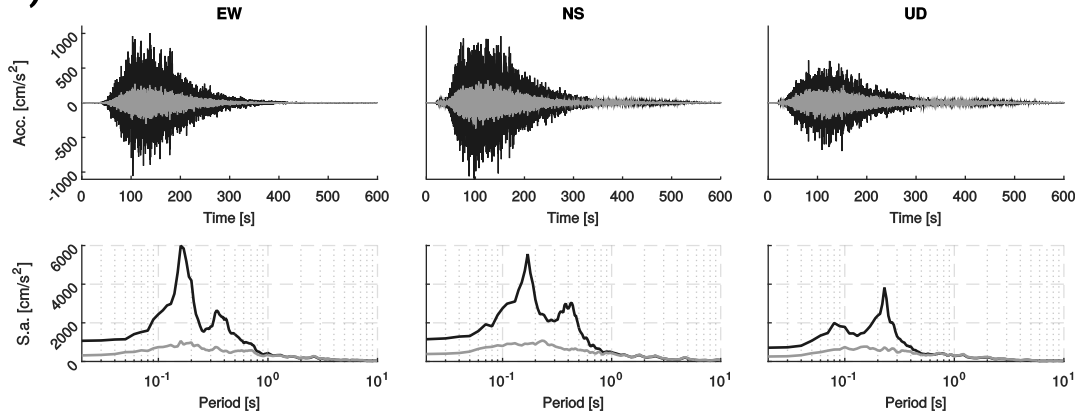


Figura C.3: Comparación de simulaciones en *borehole* y en superficie para el terremoto del 22 de mayo de 1960. En negro se muestran las simulaciones en superficie, y en gris las simulaciones en *borehole*. Las simulaciones de los acelerogramas y sus respectivos espectros de respuesta de pseudo-aceleración corresponden a los sitios a) CONC, b) CCSP y c) LR04.