

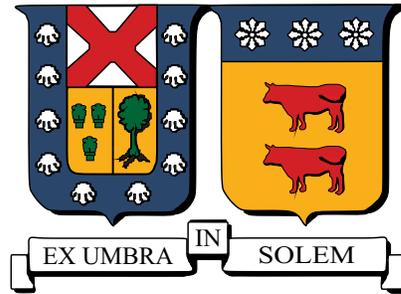
2017

INCORPORACIÓN DE RESTRICCIONES GEOLÓGICAS EN ESCENARIOS DE DESLIZAMIENTO ESTOCÁSTICO PARA EL MODELADO DE INUNDACIÓN POR TSUNAMIS: APLICACIÓN AL NORTE DE CHILE

ORTEGA ARROYO, MARISELLA SOLEDAD

<http://hdl.handle.net/11673/23493>

Repositorio Digital USM, UNIVERSIDAD TECNICA FEDERICO SANTA MARIA



UNIVERSIDAD TÉCNICA FEDERICO SANTA MARÍA
DEPARTAMENTO DE OBRAS CIVILES

INCORPORACIÓN DE RESTRICCIONES GEOLÓGICAS
EN ESCENARIOS DE DESLIZAMIENTO ESTOCÁSTICO
PARA EL MODELADO DE INUNDACIÓN POR
TSUNAMIS: APLICACIÓN AL NORTE DE CHILE

MARISELLA SOLEDAD ORTEGA ARROYO

Magíster en Ciencias de la Ingeniería Civil

Junio de 2017



UNIVERSIDAD TÉCNICA FEDERICO SANTA MARÍA
DEPARTAMENTO DE OBRAS CIVILES

**INCORPORACIÓN DE RESTRICCIONES GEOLÓGICAS
EN ESCENARIOS DE DESLIZAMIENTO ESTOCÁSTICO
PARA EL MODELADO DE INUNDACIÓN POR
TSUNAMIS: APLICACIÓN AL NORTE DE CHILE**

Memoria de Tesis de Grado presentada por
MARISELLA SOLEDAD ORTEGA ARROYO

Como requisito para optar al grado de
Magíster en Ciencias de la Ingeniería Civil

Profesor Guía
Dr. Patricio Andrés Catalán Mondaca

Junio de 2017

TÍTULO DE LA TESIS

INCORPORACIÓN DE RESTRICCIONES GEOLÓGICAS EN ESCENARIOS DE DESLIZAMIENTO ESTOCÁSTICO PARA EL MODELADO DE INUNDACIÓN POR TSUNAMIS: APLICACIÓN AL NORTE DE CHILE

AUTOR

MARISELLA SOLEDAD ORTEGA ARROYO

TRABAJO DE TESIS, presentado en cumplimiento del requisito para el grado de Magíster en Ciencias de la Ingeniería Civil de la Universidad Técnica Federico Santa María.

Dr. Patricio Catalán

Dr. Marcos Valdebenito

Dr. Roberto Benavente

Valparaíso, Chile, Junio de 2017.

A mi sobrina Sofía. Para que siempre luche por sus sueños.

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar quiero agradecer a Dios por acompañarme y ayudarme en la realización de este magíster y en particular de esta tesis. Quisiera agradecer también a mi familia, a mis padres Juan y María, por apoyarme y estar a mi lado constantemente, a mi hermano Carlos y en especial a mi sobrina Sofía, por ser la responsable de mucho amor, juegos y risas infinitas. Me gustaría agradecer también a Matías, por alentarme a volar más alto cada vez, aconsejarme, acompañarme y por amarme incondicionalmente. A mis amigos Leonardo, Nataly y Sebastián, porque a pesar de la distancia podemos seguir siendo los mismos amigos de toda la vida.

Agradezco también a mi profesor guía, el profesor Patricio Catalán, por confiar en mí y acceder a ser mi tutor desde el primer momento en que entré en su oficina. Muchas gracias por guiarme a lo largo de este magíster, ayudarme y brindarme sus conocimientos contestando siempre todas mis dudas. Gracias también al profesor Marcos Valdebenito por su buena disposición, su ayuda y sus ideas para la realización de esta tesis. Al profesor Gabriel González y a Juan González, por recibirme durante la pasantía realizada en la Universidad Católica del Norte y por los datos de acoplamiento intersísmico del norte de Chile facilitados para la realización de esta tesis. Agradezco también al Dr. Roberto Benavente por tener la disponibilidad de ser parte de la comisión evaluadora de esta tesis.

Quisiera agradecer también al Centro Nacional de Investigación para la Gestión Integrada de Desastres Naturales, CIGIDEN, proyecto N° 15110017 FONDAP 2011, por financiar esta investigación y a la Comisión Nacional de Investigación Científica y Tecnológica, CONICYT, a través de la Beca Magíster Nacional 2016-22161052.

Por último, quiero agradecer a mis compañeros Pepe y Víctor, por siempre tener la buena voluntad de ayudarme con mis dudas, a Karolay por todos los buenos momentos que pasamos, a todos mis compañeros de la Hora del Té y la salita y a todos los que de una u otra forma contribuyeron en este trabajo.

RESUMEN

En este trabajo se desarrolla una nueva metodología que incorpora el deslizamiento esperado en el norte de Chile, con base en el acoplamiento intersísmico mostrado por *Métois et al.* (2013), en la generación de deslizamientos estocásticos. La propuesta de *Métois et al.* (2013), la cual podría generar escenarios de magnitudes entre Mw 8.4 y Mw 8.9, es dividida en tres zonas y se trabaja con el segmento central, frente a la ciudad de Iquique, el cual alberga un evento de magnitud Mw 8.4. La metodología utilizada para la generación de deslizamientos estocásticos está basada en la representación espectral de la heterogeneidad del deslizamiento, método presentado por *Goda et al.* (2014) y desarrollado originalmente por *Mai and Beroza* (2002).

En una primera etapa, el nuevo método es validado utilizando la solución de fuente finita invertida de *Hayes et al.* (2014) para terremoto del 1 de abril de 2014 Mw 8.1. Los resultados son satisfactorios y muestran que la función de correlación de von Kármán obtiene mejores soluciones por sobre las funciones de correlación Gaussiana y Exponencial en la generación de campos de deslizamiento aleatorios.

Una vez validado el nuevo método, se procede a trabajar con la distribución de acoplamiento intersísmico, la cual es analizada en el dominio del número de onda, ajustándose un espectro de von Kármán en el número de onda radial, pero con diferentes largos de auto-correlación en las direcciones along-strike y down-dip, obteniéndose así el espectro objetivo. Con el fin de mantener la estructura espacial de la distribución de acoplamiento intersísmico en las realizaciones estocásticas, se desarrolla un *Método de Variación de Fase*, el cual consiste en retener la fase espectral y a continuación, introducir un ruido aleatorio normalmente distribuido multiplicado por α , donde α es un parámetro único que controla la variabilidad en la distribución. Se concluye que $\alpha = \pi/5$ genera los resultados deseados.

Como solución adicional, en este trabajo se investiga el efecto en los perfiles de las ondas de tsunami en la costa y en las alturas de tsunami en tierra de 100 diferentes realizaciones de deslizamiento estocástico generados. Los resultados de los mareógrafos virtuales son útiles para reforzar conceptos como que no es necesario un descenso en el nivel del mar o la exposición del piso oceánico para la ocurrencia de un tsunami, que la primera ola no siempre es la más destructiva y que el peligro de un tsunami puede durar varias horas después de la

llegada de la primera onda. Los resultados de profundidad de inundación ponen de relieve una fuerte sensibilidad de las alturas de las olas de tsunami en tierra a las características espaciales del deslizamiento, con una incertidumbre de inundación de hasta 4 [m]. Sin embargo, la metodología también permite identificar áreas menos sensibles a estas variaciones.

Palabras Claves: *Deslizamiento estocástico, acoplamiento intersísmico, norte de Chile, Iquique, tsunami, inundación, COMCOT.*

ABSTRACT

In this work a new methodology that incorporates the expected slip in northern Chile, based on the interseismic coupling shown by *Métois et al.* (2013), in the generation of stochastic slip is developed. The proposal of *Métois et al.* (2013), which could generate scenarios of magnitudes between Mw 8.4 and Mw 8.9, is divided into three zones and works with the central segment located in front of the city of Iquique, which houses a magnitude Mw 8.4 event. The methodology used for the generation of stochastic slip is based on the spectral representation of the slip heterogeneity, a method presented by *Goda et al.* (2014) and originally developed by *Mai and Beroza* (2002).

In a first step, the new method is validated using the inverted finite-source solution of *Hayes et al.* (2014) for the April 1st, 2014 Mw 8.1 earthquake. The results are satisfactory and show that the von Kármán correlation function obtains better solutions over the Gaussian and Exponential correlation functions in the generation of random slip fields.

Once the new method has been validated, we proceed to work with the distribution of interseismic coupling, which is analyzed in the wave number domain, by adjusting a von Kármán spectrum in the radial wave number, but with different autocorrelation lengths in the along-strike and down-dip directions, thus obtaining the objective spectrum. In order to maintain the spatial structure of the interseismic coupling distribution in the stochastic realizations, a Phase Variation Method is developed, which consists in retaining the spectral phase and then introducing a normally distributed random noise multiplied by α , where α is a unique parameter that controls the variability in the distribution. We conclude that $\alpha = \pi/5$ generates the desired results.

As an additional solution, this work investigates the effect on tsunami wave profiles on the coast and tsunami heights on the ground of a hundred different stochastic slip realizations generated. The results of virtual tide gauges are useful to reinforce concepts such as that there is no need for a drop in sea level or exposure of the ocean floor for the occurrence of a tsunami, that the first wave is not always the most destructive and that the danger of a tsunami can last several hours after the arrival of the first wave. Inundation depth results highlight a strong sensitivity of the tsunami wave heights onshore to the spatial characteristics of the slip, with a inundation uncertainty of up to 4 [m]. However, the methodology also allows

identifying areas less sensitive to these variations.

Keywords: *Stochastic slip, interseismic coupling, northern Chile, Iquique, tsunami, inundation, COMCOT.*

GLOSARIO

| | |
|--------|---|
| a | Nivel correspondiente de actividad sísmica en la relación de Gutenberg-Richter. |
| a_x | Largo de correlación a lo largo del dip. |
| a_y | Largo de correlación a lo largo del strike. |
| COMCOT | <i>Cornell Multi-grid Coupled Tsunami model.</i> |
| D | Deslizamiento sísmico. |
| D_F | FFT del deslizamiento esperado. |
| DPE | Densidad de Potencia Espectral. |
| FAC | Función de AutoCorrelación. |
| FFT | <i>Fast Fourier Transform.</i> |
| F_x | Fricción del fondo en la dirección X . |
| F_y | Fricción del fondo en la dirección Y . |
| f | Parámetro de Coriolis. |
| g | Aceleración de gravedad. |
| H | Exponente de Hurst. |
| H_T | Profundidad total del agua. |
| h | Profundidad focal de la falla. |
| I | Incertidumbre en la inundación por tsunamis. |
| ICDF | <i>Inverse Cumulative Distribution Function.</i> |
| IFFT | <i>Inverse Fast Fourier Transform.</i> |
| h_a | Profundidad del agua. |
| K_H | Función de Bessel modificada de primera especie. |
| k | Número de onda. |
| k_x | Número de onda horizontal. |
| k_y | Número de onda vertical. |
| L | Largo de la falla. |
| M | Magnitud del sismo en la relación de Gutenberg-Richter. |
| M_c | Magnitud completa en la relación de Gutenberg-Richter. |
| Mo | Momento sísmico. |

| | |
|---------------------|---|
| $M_o^{estocastico}$ | Momento sísmico del deslizamiento estocástico. |
| $M_o^{original}$ | Momento sísmico original del deslizamiento. |
| Mw | Magnitud de momento. |
| $N(M_c)$ | Número de sismos en la relación de Gutenberg-Richter. |
| n | Coefficiente de rugosidad de Manning. |
| P | Flujo de volumen en la dirección X . |
| Q | Flujo de volumen en la dirección Y . |
| R | Radio de la Tierra. |
| r | Distancia. |
| rms | <i>Root Mean Square</i> . |
| <i>Run-up</i> | Altura vertical máxima que alcanza un tsunami tierra adentro respecto al nivel medio del mar. |
| S | Área de la falla. |
| UTM | <i>Universal Transversal Mercator</i> . |
| Valor b | Pendiente en la relación de Gutenberg-Richter. |
| W | Ancho de la falla. |
| X | Dirección Oeste-Este. |
| x | Valores de deslizamiento no normales en la ecuación de Box-Cox. |
| Y | Dirección Sur-Norte. |
| y | Valores de deslizamiento transformados en normales en la ecuación de Box-Cox. |
| α | Parámetro único que controla la variabilidad en la distribución de deslizamiento estocástico. |
| β | Ángulo de rotación en el <i>Método de Variación de Fase</i> . |
| ϵ_{conj} | Error conjunto. |
| ϵ_{rms}^s | Error <i>rms</i> en la dirección along-strike. |
| ϵ_{rms}^d | Error <i>rms</i> en la dirección down-dip. |
| η | Elevación de la superficie del agua. |
| δ | <i>Dip</i> . Buzamiento de la falla (0° - 90°). |
| ϕ | Fase aleatoria. |
| $\bar{\phi}$ | Fase media. |
| κ | Factor de escalamiento del momento sísmico. |
| σ_ϕ | Desviación estándar de la fase. |
| θ | <i>Strike</i> . Rumbo de la falla medido desde el Norte en sentido horario (0° - 360°). |
| μ | Módulo de cizalle. |
| Ω | Tasa de rotación de la Tierra. |
| ψ | Longitud. |
| φ | Latitud. |

λ *Rake.* Ángulo de movimiento de la ruptura (0°-360°).
 λ_b Parámetro de transformación de potencia en la ecuación de Box-Cox.

CONTENIDO

| | |
|---|-------------|
| AGRADECIMIENTOS | I |
| RESUMEN | III |
| ABSTRACT | V |
| GLOSARIO | VII |
| ÍNDICE DE FIGURAS | XVII |
| ÍNDICE DE TABLAS | XIX |
| INTRODUCCIÓN | 1 |
| OBJETIVOS | 3 |
| 1. REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA | 5 |
| 1.1. Ruptura de la fuente sísmica | 5 |
| 1.2. Método Determinístico | 6 |
| 1.3. Método Estocástico | 9 |
| 1.4. Resumen | 12 |
| 2. METODOLOGÍA DE TRABAJO | 15 |
| 2.1. Restricción geológica para los deslizamientos estocásticos | 15 |

| | |
|--|-----------|
| 2.2. Método estocástico basado en el análisis espectral del deslizamiento esperado | 18 |
| 2.2.1. Análisis preliminar de los datos | 21 |
| 2.2.2. Ajuste del modelo teórico | 22 |
| 2.2.2.1. Coeficientes de Fourier complejos y generación de la fase aleatoria | 23 |
| 2.2.3. Escalamiento no lineal y conservación del momento sísmico | 26 |
| 2.3. Modelado de tsunami | 27 |
| 2.3.1. Marco teórico - Ecuaciones gobernantes | 27 |
| 2.3.2. Modelo de falla elástico - Deformación instantánea | 29 |
| 2.3.3. Configuración de los parámetros utilizados en la modelación | 30 |
| 3. RESULTADOS Y ANÁLISIS | 35 |
| 3.1. Validación del método | 35 |
| 3.2. Pronóstico estocástico para la Zona 2 | 42 |
| 3.3. Inundación y variabilidad esperada del tsunami | 51 |
| 3.3.1. Análisis de los mareógrafos | 51 |
| 3.3.2. Efecto en la inundación para la ciudad de Iquique | 53 |
| 4. DISCUSIÓN | 57 |
| 4.1. Incorporación de restricciones geológicas en deslizamientos estocásticos | 58 |
| 4.2. Sensibilidad de los deslizamientos estocásticos al parámetro α | 60 |
| 4.3. Comportamiento del tsunami en la costa | 63 |
| 4.4. Profundidad de inundación alcanzada por el tsunami | 65 |
| 4.5. Número de escenarios óptimo | 69 |
| 4.6. Representatividad física y dependencia en la elección de la fase | 70 |
| CONCLUSIONES | 75 |

ÍNDICE DE FIGURAS

| | |
|--|----|
| 2.1. Deslizamiento esperado del norte de Chile según <i>Métois et al.</i> (2013). Identificación en rojo de las Zonas 1, 2 y 3. | 16 |
| 2.2. Ilustración de los pasos a seguir para llevar a cabo la metodología. | 21 |
| 2.3. Modelo de plano de falla, fuente de tsunami asumida por COMCOT (figura tomada del manual de COMCOT). | 29 |
| 2.4. Grillas de nivel 1, 2, 3 y 4 utilizadas en la modelación de tsunami. Los rectángulos en negro muestran la siguiente grilla anidada. | 31 |
| 2.5. Distribución en la placa de los parámetros de a)strike, b)rake, c)dip y d)profundidad para la Zona 2 según <i>Hayes et al.</i> (2012). La estrella en magenta muestra la ubicación de la ciudad de Iquique. | 33 |
| 3.1. Deslizamiento cosísmico del terremoto del 1 de abril de 2014 en Iquique Mw 8.1, según <i>Hayes et al.</i> (2014). | 36 |
| 3.2. Deslizamiento cosísmico rotado, interpolado y basado en una matriz 2-dimensional con filas y columnas en las que el deslizamiento decae a cero. | 36 |
| 3.3. Espectro normalizado 2-dimensional del deslizamiento cosísmico rotado, interpolado y con <i>tapering</i> | 37 |
| 3.4. Ajuste de la función de correlación Gaussiana (en azul) al decaimiento espectral del deslizamiento cosísmico (en rojo) en las direcciones a)down-dip y b)along-strike. | 37 |
| 3.5. Ajuste de la función de correlación Exponencial (en azul) al decaimiento espectral del deslizamiento cosísmico (en rojo) en las direcciones a)down-dip y b)along-strike. | 38 |

| | |
|---|----|
| 3.6. Ajuste de la función de correlación von Kármán (en colores para distintos valores del número de Hurst) al decaimiento espectral del deslizamiento cosísmico (en rojo) en las direcciones a)down-dip y b)along-strike. | 38 |
| 3.7. Búsqueda del parámetro λ_b para aplicar la transformación inversa de Box-Cox a los valores del deslizamiento normales. El círculo en magenta corresponde a $\lambda_b = -0.0770$ | 40 |
| 3.8. Ejemplo de 2 realizaciones de deslizamiento estocástico del terremoto del 1 de abril de 2014 en Iquique Mw 8.1, utilizando la nueva metodología propuesta. | 41 |
| 3.9. Deslizamiento esperado en la Zona 2 propuesto por Métois <i>et al.</i> (2013). | 42 |
| 3.10. Deslizamiento esperado en la Zona 2 interpolado y basado en una matriz 2-dimensional con filas en las que el deslizamiento decae a cero. | 43 |
| 3.11. Espectro normalizado 2-dimensional del deslizamiento esperado en la Zona 2 interpolado y con <i>tapering</i> | 43 |
| 3.12. Ajuste de la función de correlación von Kármán (en colores para distintos valores del número de Hurst) al decaimiento espectral del deslizamiento esperado en la Zona 2 (en rojo) en las direcciones a)down-dip y b)along-strike. | 44 |
| 3.13. Búsqueda del parámetro λ_b para aplicar la transformación inversa de Box-Cox a los valores del deslizamiento esperado en la Zona 2 transformados a normales. El círculo en verde corresponde a $\lambda_b = -0.6$ y el círculo en magenta corresponde a $\lambda_b = 0.5$, valor finalmente utilizado. | 46 |
| 3.14. Deslizamientos estocásticos resultantes aplicando la transformación inversa de Box-Cox con a) $\lambda_b = -0.5$, b) $\lambda_b = -0.3$, c) $\lambda_b = -0.1$, d) $\lambda_b = 0.1$, e) $\lambda_b = 0.3$ y f) $\lambda_b = 0.5$ | 47 |
| 3.15. 4 de los 100 modelos de deslizamiento estocástico generados para la Zona 2. Realizaciones 3, 14, 61 y 100, de izquierda a derecha y de arriba a abajo, respectivamente. | 48 |
| 3.16. Promedio espacial de las 100 realizaciones de deslizamiento estocástico. | 49 |
| 3.17. Desviación estándar espacial de las 100 realizaciones de deslizamiento estocástico. | 49 |
| 3.18. Amplitud del tsunami en la costa generada por los 100 modelos de deslizamiento estocástico (en gris) y mediana (en magenta) para la ciudad de Arica. | 51 |

| | |
|---|----|
| 3.19. Amplitud del tsunami en la costa generada por los 100 modelos de deslizamiento estocástico (en gris) y mediana (en magenta) para la ciudad de Iquique. | 52 |
| 3.20. Mínimo de la profundidad de inundación obtenido en cada celda para la ciudad de Iquique a partir de los 100 mapas de inundación. | 54 |
| 3.21. Máximo de la profundidad de inundación obtenido en cada celda para la ciudad de Iquique a partir de los 100 mapas de inundación. | 54 |
| 3.22. Promedio de la profundidad de inundación obtenido en cada celda para la ciudad de Iquique a partir de los 100 mapas de inundación. | 55 |
| 3.23. Desviación estándar de la profundidad de inundación obtenido en cada celda para la ciudad de Iquique a partir de los 100 mapas de inundación. | 55 |
| 4.1. a)Deslizamiento esperado en la Zona 2. Promedio espacial de los 500 escenarios de deslizamiento estocástico con b) $\alpha = \pi/3$, c) $\alpha = \pi/4$, d) $\alpha = \pi/5$, e) $\alpha = \pi/6$ y f) $\alpha = \pi/7$ | 60 |
| 4.2. Desviación estándar espacial de los 500 escenarios de deslizamiento estocástico con a) $\alpha = \pi/3$, b) $\alpha = \pi/4$, c) $\alpha = \pi/5$, d) $\alpha = \pi/6$ y e) $\alpha = \pi/7$ | 61 |
| 4.3. Diferencia entre las amplitudes alcanzadas por los distintos escenarios pasadas 2 horas de haberse generado el rompimiento frente a la ciudad de Iquique. En gris se muestran el resto de los 100 escenarios de deslizamiento estocástico. | 64 |
| 4.4. Valor de inundación esperado en la ciudad de Iquique, con base en los 100 escenarios de deslizamiento estocástico. | 66 |
| 4.5. Incertidumbre de inundación esperada en la ciudad de Iquique, con base en los 100 escenarios de deslizamiento estocástico. Las flechas negras muestran las áreas menos sensibles a variaciones. | 66 |
| 4.6. Inundación producida en la ciudad de Iquique por el deslizamiento promedio de los 100 escenarios de deslizamiento estocástico. | 67 |
| 4.7. Evolución del coeficiente de variación con a)100, b)200, c)300 y d)400 mapas de inundación obtenidos de 500 realizaciones de deslizamiento estocástico. | 69 |
| 4.8. Incertidumbre en la profundidad de inundación esperada utilizando 500 escenarios de deslizamiento estocástico generados con a)Método de Variación de Fase y b)fase aleatoria uniforme. | 71 |

ÍNDICE DE TABLAS

| | |
|---|----|
| 1.1. Funciones de correlación estudiadas por (<i>Mai and Beroza, 2002</i>) | 9 |
| 2.1. Funciones de correlación comúnmente utilizadas (<i>Mai and Beroza, 2002</i>) . . . | 18 |
| 2.2. Parámetros para el Modelo de falla elástico | 29 |
| 2.3. Ubicación de los mareógrafos virtuales en los puertos de Arica e Iquique. . . . | 30 |
| 3.1. Mejores largos de correlación a_x y a_y y exponente de Hurst H que minimizan el error conjunto para el deslizamiento de <i>Hayes et al. (2014)</i> | 39 |
| 3.2. Mejores largos de correlación a_x y a_y y exponente de Hurst H que minimizan el error conjunto para la Zona 2. | 45 |

INTRODUCCIÓN

La mayoría de los terremotos más grandes que ocurren se generan en zonas de subducción (*Tichelaar and Ruff, 1993*). Durante el periodo anterior a un terremoto de subducción (periodo intersísmico) se produce el proceso de acoplamiento sísmico debido a que la placa que subducta empuja al bloque superior en una zona de acumulación de deformación elástica. Esta zona de acoplamiento sísmico se rompe cuando la acumulación de estrés ya no puede ser soportado por el bloque superior y para terremotos grandes, la ruptura puede alcanzar cientos de kilómetros y el deslizamiento no uniforme en la placa puede ser de decenas de metros. Es sabido que esta distribución espacial del deslizamiento cosísmico es uno de los principales factores que controlan las características de propagación e inundación del tsunami (*Geist and Dmowska, 1999; Geist, 2002, 2013*). Sin embargo, el proceso implica una gran incertidumbre y actualmente no es posible pronosticar la distribución espacial del deslizamiento de un futuro terremoto y, en consecuencia, las características del tsunami que se avecina. A pesar de lo anterior, recientemente *Goda et al. (2014)* desarrolló un método capaz de explorar la sensibilidad de los perfiles de tsunami a la heterogeneidad del deslizamiento mediante un procedimiento de síntesis espectral.

Un terremoto de gran magnitud se espera en la zona de subducción adyacente al norte de Chile, la cual no ha roto en un megaterremoto desde el evento de magnitud $M_w \sim 8.8$ en 1877 (*Comte and Pardo, 1991*). Recientes mediciones geodésicas de la deformación hacia el este de la placa superior indican que la mayor parte de la zona de ruptura de 1877 a partir de 17.6°S a 23.3°S tiene un alto coeficiente de acoplamiento, aunque con algunos parches a lo largo del strike y del dip (*Métois et al., 2013*). Según estas mediciones podría haberse acumulado del orden de 6-9 m de déficit de deslizamiento en los 138 años y los segmentos bloqueados suponen ahora un aumento significativo del riesgo sísmico con el potencial para albergar eventos de magnitud entre M_w 8.4-8.9.

En este trabajo uno de los objetivos primarios es caracterizar el peligro por tsunami que puede existir en una brecha sísmica, en particular el que existe hoy en día para la ciudad de Iquique en el norte de Chile. Para llevar esto a cabo, la propuesta de *Métois et al. (2013)*

es dividida en tres zonas y se trabaja con el segmento central. Conociendo las limitaciones que tienen los modelos de acoplamiento intersísmico en los cuales no es posible incorporar la incertidumbre propia de un terremoto y la ubicación espacial arbitraria de las asperezas de los modelos de deslizamiento estocásticos, este trabajo desarrolla un tercer método que acopla ambas soluciones. Esta metodología genera realizaciones de deslizamiento estocásticos siguiendo el análisis espectral mostrado por *Goda et al.* (2014), donde los datos de entrada son el acoplamiento intersísmico del norte de Chile presentado por *Métois et al.* (2013). Así, se obtienen realizaciones de deslizamiento estocástico, pero restringidas a aquellas zonas de la brecha sísmica del norte de Chile en las que se espera un mayor deslizamiento. Una vez obtenidas estas realizaciones de deslizamiento, como solución adicional, se modela el tsunami que sería causado por cada uno de estos modelos de deslizamiento estocástico y se generan estadísticas que permitan la comprensión de cómo serían las amplitudes y la inundación alcanzadas en la costa, información útil para la evaluación del riesgo por tsunamis.

OBJETIVOS

Objetivo General

- Desarrollar una nueva metodología que permita generar modelos de deslizamiento estocásticos, pero restringidos a aquellas zonas del norte de Chile en las que se espera un mayor deslizamiento con base en el modelo de acoplamiento intersísmico de *Métois et al.* (2013).

Objetivos Específicos

- Generar un número importante de escenarios de deslizamiento estocásticos (más de 100).
- Reproducir espacialmente la aspereza y mantener el momento sísmico del evento que se quiere representar en todas las realizaciones de deslizamiento estocástico.
- Modelar el respectivo tsunami de cada realización como solución adicional.
- Explorar los perfiles de las ondas de tsunami en la costa para la ciudad de Arica e Iquique usando mareógrafos virtuales.
- Generar mapas de profundidad de inundación para la ciudad de Iquique de cada realización de deslizamiento estocástico.
- Generar estadísticas que faciliten la presentación y comprensión de los resultados.
- Estudiar la variabilidad esperada del tsunami en la costa.

REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA

1.1. Ruptura de la fuente sísmica

Los terremotos son un fenómeno complejo. Si se observan las distribuciones de deslizamiento cosísmico de terremotos pasados obtenidas mediante diversas metodologías de inversión, incluso para un mismo evento existe una alta heterogeneidad en la distribución espacial del deslizamiento (*Lay et al.*, 2010; *Vigny et al.*, 2011). Esta complejidad en la ruptura es importante de caracterizar, ya que influencia fuertemente el nivel y la variabilidad de la energía sísmica dañina de alta frecuencia que dicho terremoto irradiará (*Madariaga*, 1976, 1983; *Spudich and Frazer*, 1984) y para tsunamis locales, la heterogeneidad espacial del deslizamiento cosísmico en la falla controla las amplitudes que las ondas de tsunami pueden alcanzar en la costa (*Geist and Dmowska*, 1999; *Geist*, 2002). Este último proceso aún no está bien entendido y actualmente continúa siendo investigado. Para futuros terremotos, el deslizamiento cosísmico puede ser caracterizado mediante lo que se denomina asperezas, las cuales corresponden a distribuciones heterogéneas de estrés en un mismo plano de falla (*Lay and Kanamori*, 1981) y podrían indicar posibles áreas de mayor deslizamiento. Debido a lo anterior, y dado que caracterizar las principales asperezas en una zona de subducción es fundamental para estimar el peligro por tsunami en las localidades costeras, variados han sido los esfuerzos a través de los años para generar modelos de deslizamiento sísmico que reproduzcan dichas asperezas de la forma más realista posible. Se puede decir entonces que se tienen dos metodologías para la caracterización espacial del deslizamiento. Por un lado, se tiene un enfoque que es totalmente determinístico, en adelante Método Determinístico, y por otro lado, un enfoque que es totalmente probabilístico, en adelante Método Estocástico.

A continuación, se procede a explicar en forma más detallada cada una de estas metodologías.

1.2. Método Determinístico

Dentro del Método Determinístico la metodología más utilizada para estimar el deslizamiento esperado en una brecha sísmica corresponde a los Modelos de Acoplamiento Intersísmico (*Interseismic Coupling*). Sin embargo, también es posible incorporar otros datos de la zona de subducción en estudio, como por ejemplo el Valor b (*b Value*), la Anomalía de Gravedad Paralela a la Fosa (*Trench-Parallel Gravity Anomaly*) o las rupturas históricas. Estos últimos métodos son utilizados como información adicional a los Modelos de Acoplamiento Intersísmico, permitiendo integrar información geológica, geofísica y sismológica para determinar las zonas con un mayor potencial de ruptura.

El Valor b representa la pendiente en la relación de Gutenberg-Richter (*Ishimoto and Iida, 1939; Gutenberg and Richter, 1944*), la cual relaciona la magnitud y la frecuencia de los terremotos ocurridos en una cierta área como:

$$\log_{10} N(M_c) = a - bM \quad (1.2.1)$$

donde M es la magnitud del sismo, $N(M_c)$ es el número de eventos con magnitudes más grandes que la magnitud completa M_c y a es el nivel correspondiente de actividad sísmica e igual al logaritmo en base 10 del número acumulado de sismos con magnitud igual y mayor a 0. El Valor b dada la relación de Gutenberg-Richter controla la sismicidad de una región, indicando zonas que son más o menos sísmicamente activas. Este parámetro es una constante positiva y mide el número relativo de grandes terremotos en comparación con sismos pequeños.

Por otro lado, la Anomalía de Gravedad Paralela a la Fosa estudia precisamente perfiles de campos de gravedad tomados perpendicular al rumbo de zonas de subducción. Aquí la premisa es que variaciones espaciales en la gravedad sobre el antearco de la zona de subducción sirven como un indicador para del estado a largo plazo del estrés en la interfaz de la placa (*Song and Simons, 2003*). Tanto el Valor b como la Anomalía de Gravedad Paralela a la Fosa se utilizan como técnicas complementarias a los modelos de acoplamiento intersísmico para estimar el deslizamiento esperado en una región.

Por su parte, los Modelos de Acoplamiento Intersísmico consideran mediciones GPS (Global Positioning System) de acoplamiento intersísmico y permiten identificar las principales zonas de asperezas en una falla (*Métois et al.*, 2013). El grado de acoplamiento intersísmico, es la relación entre la tasa de deslizamiento intersísmico (distancia/tiempo en que se mueven las placas entre dos grandes sismos), y la velocidad de convergencia de las placas (movimiento de placas en [mm/año]). Este valor de acoplamiento intersísmico puede variar entre 0 y 1, donde 1 significa máximo acoplamiento y las placas están unidas y no se mueven entre ellas. Es precisamente en estas zonas donde se encuentran las asperezas. Cuando el acoplamiento es cercano a 0 es débil y, para el caso del norte de Chile con el que se trabajará en este estudio, la placa de Nazca se desliza lenta, pero continuamente con respecto a la Sudamericana. El caso completamente acoplado es mucho más peligroso que el de acoplamiento débil, porque la ruptura es más violenta.

Cabe mencionar que existen algunas suposiciones para este método: Los modelos de acoplamiento consideran que placa de Nazca ha subductado bajo la placa Sudamericana a la misma velocidad de 66 [mm/año] (*Kendrick et al.*, 2003), sin considerar periodos postsísmicos ni deslizamientos asísmicos, en los que la placa pudiera haberse movido más lentamente. Además, las mediciones GPS que entregan los modelos de acoplamiento para el norte de Chile son de los últimos 10 años, por lo que también se asume que el mismo grado de bloqueo ha existido durante todo el tiempo transcurrido desde el último gran terremoto en 1877, extrapolando la situación de la última década a todo el periodo. En adición, los sensores GPS se encuentran ubicados en la costa, por lo que la calidad de la resolución de los datos hacia la fosa es otra de las limitaciones de los modelos de acoplamiento.

En el contexto de tsunamis y modelos predictivos, dentro del Método Determinístico el modelo más simple que reproduce lo que sucede durante un terremoto corresponde a un deslizamiento homogéneo, en el cual se considera que existe una única falla que posee un largo, un ancho y un deslizamiento que se distribuye uniformemente en la placa. Conociendo la magnitud de momento del evento, el largo y ancho de la falla se obtienen mediante las ecuaciones de *Papazachos et al.* (2004). Una vez conocida el área y teniendo el momento sísmico, se obtiene el deslizamiento único para toda la falla mediante la ecuación de *Aki* (1966). Esta única falla es ingresada al programa de simulación de tsunamis y se obtienen los resultados de amplitud e inundación. No obstante, varios estudios coinciden en que las amplitudes en la costa son subestimadas por los modelos de falla homogénea (*Geist and Dmowska*, 1999; *Ruiz et al.*, 2015).

Por otro lado, es posible utilizar modelos más sofisticados como los modelos de acoplamiento intersísmico, que hacen uso del grado de acoplamiento en la placa para obtener el deslizamiento esperado en una zona. A partir de esto, se generan múltiples subfallas en donde cada una posee un deslizamiento singular basado en el conjunto de datos. Estas subfallas son ingresadas en el programa de simulación de tsunamis, obteniéndose así amplitudes y mapas de inundación en la costa cuyos resultados son únicos y están sujetos a la configuración determinista no uniforme en la placa.

De esta forma, el Método Determinístico entrega una información geofísica valiosa, útil para la identificación de las principales asperezas en una zona de subducción. Sin embargo, actualmente los enfoques deterministas no suelen acompañar sus modelos con una estimación de la incertidumbre asociada, por lo que no es posible incorporar la existencia del azar o la incertidumbre propia de un terremoto y por ende de un tsunami.

1.3. Método Estocástico

Otra manera de generar modelos de deslizamiento sísmico se basa en el Método Estocástico. Variados han sido los modelos desarrollados para proveer distribuciones de deslizamiento sintéticos (*Andrews, 1980; Herrero and Bernard, 1994; Somerville et al., 1999; Mai and Beroza, 2002; Lavallée et al., 2006*). Estos estudios muestran que un modelo de campo aleatorio proporciona un poderoso enfoque para parametrizar la complejidad del deslizamiento de un terremoto. En este caso, la distribución de deslizamiento espacial se caracteriza convenientemente como una densidad de potencia espectral en el dominio del número de onda, en donde los parámetros del campo aleatorio se relacionan con variables deterministas como la magnitud de momento y el largo y ancho de la falla. El trabajo de *Mai and Beroza (2002)*, por ejemplo, investiga la validez de las funciones de autocorrelación Gaussiana, Exponencial y von Kármán, indicadas en la Tabla 1.1, considerando 44 modelos de deslizamiento. Se concluye que la función de von Kármán es la que modela de mejor forma el decaimiento espectral, tal como lo comprobarían más tarde investigaciones como las de *Raghukanth and Sangeetha (2014)* y *Goda et al. (2014)*.

Tabla 1.1: Funciones de correlación estudiadas por (*Mai and Beroza, 2002*).

| Función de correlación | $P(k)$ |
|------------------------|---|
| Gaussiana | $\frac{a_x a_y}{2} e^{-\frac{1}{4}k^2}$ |
| Exponencial | $\frac{a_x a_y}{(1+k^2)^{\frac{3}{2}}}$ |
| von Kármán | $\frac{a_x a_y}{(1+k^2)^{H+1}}$ |

La premisa es que el espectro de Fourier 2-dimensional de la distribución espacial del deslizamiento original puede ser escrito proporcional a cada una de las densidades de potencia espectral $P(k)$ de los diferentes modelos, en donde a_x y a_y son las escalas características a lo largo del ángulo de buzamiento, en adelante down-dip, y a lo largo del rumbo, en adelante along-strike, respectivamente, y $k = \sqrt{a_x^2 k_x^2 + a_y^2 k_y^2}$, con k número de onda radial y k_x y k_y los números de onda down-dip y along-strike, respectivamente. En la Figura 2.2 es posible visualizar el ajuste de estos parámetros.

La mayoría de estos trabajos pueden ser agrupados en una familia de modelos sintéticos de falla finita k^{-2} , donde para números de onda suficientemente grandes el espectro de amplitud de las distribuciones de deslizamiento decae inversamente con el cuadrado del número de onda (*Andrews, 1980, 1981; Herrero and Bernard, 1994; Somerville et al., 1999; Mai and Beroza, 2002; Lavallée et al., 2006; Causse et al., 2009, 2010*).

Para crear una distribución de deslizamiento sintético se requiere además de un espectro de amplitud, un espectro de fase, el cual es el responsable de generar la heterogeneidad espacial. El espectro de fase por lo general se genera a partir de la fase de una imagen que contiene muestras aleatorias independientes e idénticamente distribuidas. La mayoría de los estudios utilizan el ruido blanco Gaussiano o generan directamente una fase equivalente (*Mai and Beroza*, 2002; *Lavallée and Archuleta*, 2003; *Goda et al.*, 2014; *Fukutani et al.*, 2014). Sin embargo, los trabajos de *Lavallée and Archuleta* (2003) y *Lavallée et al.* (2006) utilizan una distribución Estable para modelar el campo de generación de fase mostrando que de esta forma es posible reproducir los altos valores de deslizamiento de la fuente finita invertida que estudiaron. A pesar de lo anterior, la metodología de *Lavallée and Archuleta* (2003) y *Lavallée et al.* (2006) requiere que el espectro de amplitud sea multiplicado por el campo generador de fase antes de la generación del deslizamiento (véase también *Geist* (2002) y *Fukutani et al.* (2014)), mientras que en *Davies et al.* (2015), por ejemplo, el campo generador de fase se utiliza estrictamente para la generación de la fase, tal como lo hace *Mai and Beroza* (2002) y *Goda et al.* (2014).

El principal fin de estos análisis es derivar escenarios predictivos de distribuciones complejas de deslizamientos de terremotos para futuros eventos, los cuales pueden ser usados para el modelado directo de tsunamis (*Goda et al.*, 2014, 2015, 2016; *Fukutani et al.*, 2014; *Davies et al.*, 2015; *Rwiz et al.*, 2015; *LeVeque et al.*, 2016). En este punto, y en un intento por relacionar el efecto que tiene la complejidad de la ruptura en las ondas de tsunami local, algunos trabajos muestran que la variabilidad en la costa del runup directamente adyacente a la zona de ruptura también puede ser atribuida a la heterogeneidad del deslizamiento, en combinación con cambios batimétricos de pequeña escala y que para terremotos con una ubicación, geometría y momento sísmico fijo, la amplitud máxima del tsunami en la costa puede variar en un factor de 3 o más (*Geist and Dmowska*, 1999; *Geist*, 2002, 2013). Lo anterior hace esencial utilizar modelos estocásticos, los cuales incorporen la incertidumbre y variabilidad que no poseen los modelos de falla plana o los modelos basados en mediciones geofísicas.

Otros trabajos intentan combinar e incluir todos los factores que podrían influir en el desarrollo del método estocástico. Así por ejemplo, *Davies et al.* (2015) utiliza ocho modelos de fuente finita sintética, en donde se combinan tres factores que posee o no el modelo: Una generación de fase normal o estable, un método en el que se remueven los valores negativos de deslizamiento haciéndolos cero o con una transformación de valor absoluto, y la aplicación de un filtro espacial.

Por otro lado, existe también la posibilidad de no utilizar ninguna restricción para la ubicación espacial de las asperezas, distribuyéndolas aleatoriamente y generando deslizamientos de falla finita estocástica para una magnitud de terremoto fija (*Ruiz et al.*, 2015).

Recientemente, la propuesta realizada por *Goda et al.* (2014, 2015, 2016) introduce un cambio en la generación de los modelos estocásticos de deslizamiento basados en *Mai and Beroza* (2002). El método desarrollado por ellos es capaz de explorar la sensibilidad de los perfiles de tsunamis a la heterogeneidad del deslizamiento que coinciden con las características espectrales del terremoto real. En su trabajo más reciente, *Goda et al.* (2016) desarrolla nuevas relaciones de escala de los principales parámetros de la fuente sísmica y proporciona una guía en la que estas relaciones pueden ser implementadas en la simulación estocástica de tsunamis. Estos estudios remarcan el hecho de que el efecto de los parámetros de la fuente y sus incertidumbres tienen una gran influencia en la evaluación del peligro de tsunamis.

Con una solución que va incluso más allá de la modelación de tsunamis, y con el fin de realizar una evaluación probabilística del peligro por tsunami debido a terremotos en una zona de subducción, el trabajo de *LeVeque et al.* (2016) presenta un enfoque para definir una distribución de probabilidad basada en la subdivisión de la geometría de la falla en muchas subfallas y prescribe una matriz de covarianza, relacionando el deslizamiento en una subfalla para deslizarse en cualquier otra subfalla. Lo anterior podría ser relevante para realizar combinaciones de rupturas de terremotos adyacentes generados mediante modelos estocásticos, lo que permitiría incluir la probabilidad de ocurrencia de diferentes configuraciones en una misma brecha sísmica, por ejemplo en la brecha sísmica del norte de Chile.

Por último, la investigación realizada por *Pulido et al.* (2015) se acerca en gran medida a la finalidad de este trabajo. *Pulido et al.* (2015) propone una metodología para estimar la distribución de deslizamiento de futuros terremotos y el modelado de tsunamis con base en un modelo de acoplamiento intersísmico en la zona de subducción adyacente a la región central de Perú, Lima. Para poder simular las altas frecuencias que no posee el deslizamiento original, son añadidas heterogeneidades de pequeña escala al modelo de origen. Además, se incorporan distribuciones de deslizamiento de longitudes de onda corta obtenidas de una función de densidad espectral de potencia de von Kármán, al modelo de deslizamiento original. A pesar de lo anterior, esta metodología permite sólo pequeñas variaciones con respecto al modelo de acoplamiento intesísmico, en donde el deslizamiento resultante está totalmente dominado por el deslizamiento original.

De esta forma, el Método Estocástico provee distintos modelos para generar deslizamientos en los que es posible incorporar la aleatoriedad, la incertidumbre y la secuencia cambiante de posibles eventos de terremoto en una misma brecha sísmica. Sin embargo, es necesaria una restricción geológica en la ubicación espacial del deslizamiento para que este proceso no sea totalmente al azar. En este punto, existen variadas razones por las que un proceso totalmente aleatorio no es deseable. La principal justificación es que de esta forma no se está reconociendo la estructura de la placa, asignándole un mismo peso a todos los escenarios posibles de terremoto e ignorándose el conocimiento y las mediciones de acoplamiento intersísmico que actualmente se tienen de la placa.

1.4. Resumen

Con base en lo anterior, es posible seguir el Método Determinístico o el Método Estocástico para obtener modelos de deslizamiento de una zona en particular que se quiera estudiar. Sin embargo, las consideraciones mencionadas anteriormente en las que se basa el Método Determinístico suponen asumir que el deslizamiento espacial en la zona de subducción ocurrirá de una única manera, es decir, la aspereza tendrá una forma determinada y provista por los datos obtenidos desde las mediciones geofísicas, no dando lugar a que exista ningún tipo de variación en parámetros como la extensión del área de ruptura o el cambio de distintas configuraciones de deslizamiento espacial para un mismo momento sísmico, no siendo un problema de los datos en sí, sino de la forma en la que actualmente se invierten. En el otro extremo, el Método Estocástico también permite obtener modelos de deslizamiento sísmico, en donde es posible incorporar la incertidumbre de un terremoto, pero la ubicación espacial de la aspereza en este caso es aleatoria y no tiene ninguna justificación física, es decir, se asigna el mismo peso a toda la zona para la ocurrencia de un terremoto, no reconociendo la estructura física de la placa ni las zonas que es sabido que podrían deslizarse (véase *Ruiz et al.* (2015) o *Davies et al.* (2015)).

Es así como en un intento por caracterizar de la forma más realista posible el deslizamiento esperado en el norte de Chile, este trabajo propone acoplar ambos métodos y crear una nueva metodología en donde se obtengan realizaciones de deslizamiento estocásticos, pero restringidas a aquellas zonas del norte de Chile en las que se espera un mayor deslizamiento. Este método pretende utilizar un modelo estocástico para evaluar el peligro por tsunamis, pero utilizando los datos que actualmente se conocen de la placa, recuperando estadísticamente en promedio el deslizamiento original, pero con variaciones en cada escenario estocástico. La idea es contar con un método que no sea ni totalmente aleatorio (*Ruiz et al.*, 2015; *Davies et al.*, 2015) ni demasiado dominado por el acoplamiento intersísmico (*Pulido et al.*, 2015).

Lo anterior intenta reducir la incertidumbre epistémica producida por desconocer cómo será el rompimiento de la brecha sísmica del norte de Chile.

Para llevar a cabo la combinación de ambos métodos, este trabajo utiliza dentro del Método Determinístico el modelo de acoplamiento intersísmico de *Métois et al.* (2013) y dentro del Método Estocástico las funciones de autocorrelación comúnmente utilizadas presentadas por *Mai and Beroza* (2002). Además, se intenta reducir la información de una manera práctica y significativa, generando mapas probabilísticos y estimando la incertidumbre asociada. En particular, la metodología propuesta en este trabajo se desarrolla para la brecha sísmica del norte de Chile, específicamente para la ciudad de Iquique, uno de los puertos principales del norte de Chile, debido a que se contaba con buena información topográfica y batimétrica de esta zona.

METODOLOGÍA DE TRABAJO

A continuación se describe la metodología llevada a cabo en este trabajo, la cual puede ser dividida en tres secciones. En la sección 2.1 se describen los datos de entrada que se utilizaron para restringir todas las realizaciones de deslizamiento estocásticas, en la sección 2.2 se explica en detalle la nueva metodología propuesta para generar los modelos de deslizamiento estocásticos y en la sección 2.3 se especifican las consideraciones utilizadas para la modelación del respectivo tsunami.

2.1. Restricción geológica para los deslizamientos estocásticos

Se disponía del modelo de acoplamiento intersísmico del norte de Chile propuesto por *Métois et al.* (2013), el cual utiliza velocidades GPS adquiridas entre 2008 y 2012, que describen con cierto detalle la deformación intersísmica entre 18°S y 24°S. Esta información se utiliza como entrada para modelos elásticos con los cuales se realiza una inversión para encontrar el acoplamiento en la zona. El grado de acoplamiento intersísmico, es la relación entre la tasa de deslizamiento intersísmico ([distancia/tiempo] en que se mueven las placas entre dos grandes sismos), y la velocidad de convergencia de la placa (movimiento de placas en [mm/año]). Este modelo contiene latitud, longitud y coeficiente de acoplamiento (o acumulación de energía), el cual puede variar entre 0 y 1, donde 1 significa máximo acoplamiento y las placas están pegadas y no se mueven entre ellas. Cuando el acoplamiento es cercano a 0 es débil y la placa de Nazca se desliza lenta pero continuamente con respecto a la Sudamericana.

Para obtener el déficit de deslizamiento en la zona norte de Chile, se toma el modelo de acoplamiento sísmico y se multiplica por la velocidad de convergencia entre las placas Nazca y Sudamericana en esta zona, que corresponde a 66 [mm/año] (*Kendrick et al.*, 2003) y por la cantidad de años transcurrida desde el último gran terremoto, la cual es igual a 138 [años] desde el terremoto de 1877.

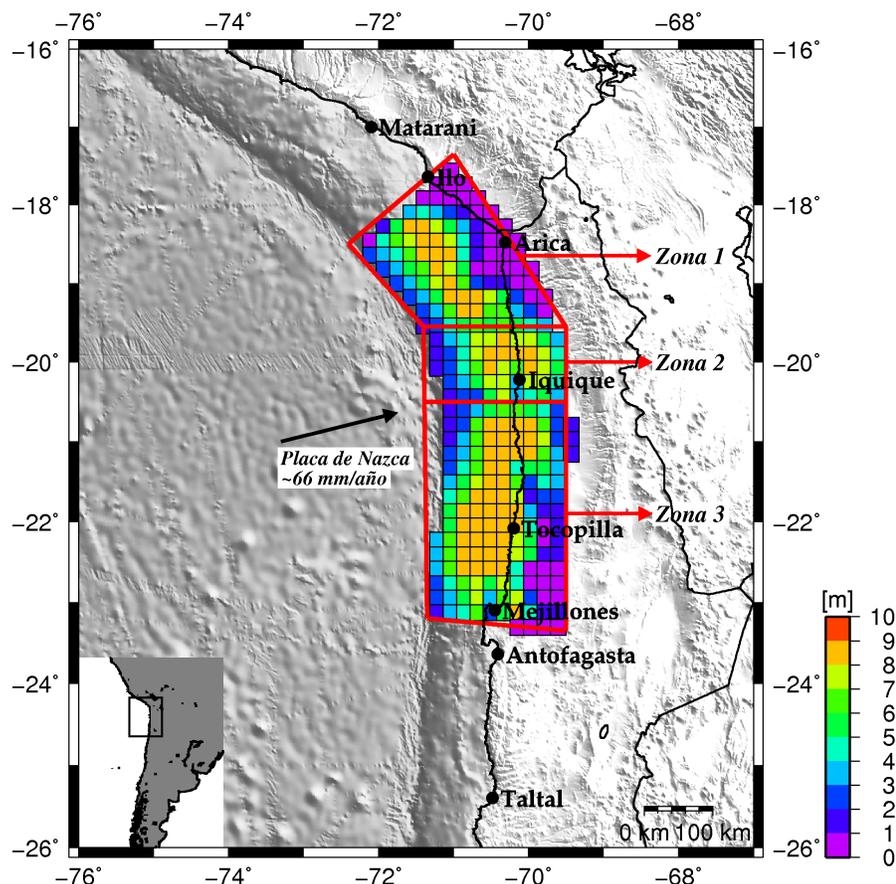


Figura 2.1: Deslizamiento esperado del norte de Chile según *Métois et al.* (2013). Identificación en rojo de las Zonas 1, 2 y 3.

La Figura 2.1, muestra el deslizamiento esperado en metros del norte de Chile según el modelo de acoplamiento intersísmico de *Métois et al.* (2013). Los colores cálidos, como amarillo y naranja, muestran un deslizamiento esperado de entre 7-9 [m], formando una concentración de la energía sísmica que puede dividirse en 3 zonas: una frente a Arica, en adelante Zona 1, una frente a Iquique, en adelante Zona 2, y una frente a Tocopilla, en adelante Zona 3. Estas delimitaciones, basadas en los altos valores de deslizamiento, son hechas para trabajar con las 3 zonas por separado y pueden observarse marcadas en rojo en el mapa de la Figura 2.1.

Como se mencionó anteriormente, la metodología presentada en este trabajo se desarrolla para la ciudad de Iquique, es decir, para la Zona 2. Cabe mencionar que los datos de deslizamiento esperado para esta zona fueron trabajados con la energía sísmica acumulada hasta el presente año, por lo que no fue restada la energía sísmica liberada por el terremoto del 1 de abril de 2014 en Iquique, Mw 8.1. Para encontrar la magnitud de momento que gobierna esta zona, sin dicha liberación de energía, primero se utiliza la ecuación 2.1.1 de momento sísmico propuesta por *Aki* (1966):

$$M_o = \mu DS \quad (2.1.1)$$

donde μ es el módulo de cizalle que aumenta con la profundidad. Valores típicos para la rigidez de la corteza varían entre 30-40 [GPa]. En este trabajo se utiliza el valor de μ igual a 30 [GPa] según *Kanamori and Brodsky* (2004). Por otro lado, D es el deslizamiento que tiene cada subfalla según *Métois et al.* (2013) y S es el área de cada subfalla, en este caso igual a 20 [km] por 20 [km]. La ecuación 2.1.1 se aplica a cada una de las subfallas y luego se suman todas las contribuciones, obteniéndose un momento sísmico para la Zona 2 igual a 4.7429×10^{21} [Nm]. Luego, para conocer la magnitud de momento de la Zona 2 se utiliza la ecuación 2.1.2 propuesta por *Aki* (1966):

$$Mw = \frac{2}{3} \log_{10} M_o - 10.7 \quad (2.1.2)$$

donde M_o corresponde al momento sísmico obtenido desde la ecuación 2.1.1. Se obtiene así, finalmente, una magnitud de momento para la Zona 2 igual a 8.4, magnitud base la cual deberá ser reproducida en todos los modelos de deslizamiento estocásticos. Cabe mencionar que esta magnitud fue calculada con base en el modelo de acoplamiento intersísmico de *Métois et al.* (2013) el cual no incorpora la incertidumbre asociada a cada medición realizada en la placa, por lo que no es posible incorporar dicha incertidumbre en la estimación de la magnitud de momento.

2.2. Método estocástico basado en el análisis espectral del deslizamiento esperado

Esta sección presenta la modificación del método estocástico que genera deslizamientos sísmicos, el cual se basa en el análisis espectral mostrado por *Goda et al.* (2014). Se escoge dicha metodología, ya que realiza algunas modificaciones al trabajo de *Mai and Beroza* (2002), las cuales son útiles para el propósito de este trabajo. Estas modificaciones consideran, por ejemplo, que el tamaño de las subfallas sea mucho más grande, 10-50 [km], que las utilizadas por *Mai and Beroza* (2002) y que puedan existir grandes valores de deslizamiento cercanos a la fosa, caso muy usual en Chile.

El objetivo de esta metodología es que los parámetros derivados del análisis espectral que se realiza al deslizamiento esperado, o a un deslizamiento de fuente finita obtenida de datos cosísmicos, se usan luego para generar campos aleatorios de deslizamiento que representan el deslizamiento original, con propiedades estadísticas equivalentes. Los modelos de campo aleatorio espacial que describen cantidades con distribuciones espaciales no homogéneas están caracterizadas en el espacio por su FAC (Función de AutoCorrelación), $C(r)$, o en el dominio de Fourier por su DPE (Densidad de Potencia Espectral), $P(k)$, donde r es distancia y k número de onda (*Mai and Beroza*, 2002). Las tres FAC más utilizadas se describen en la Tabla 2.1.

Tabla 2.1: Funciones de correlación comúnmente utilizadas (*Mai and Beroza*, 2002).

| Función de correlación | $C(r)$ | $P(k)$ |
|------------------------|-------------------------|---|
| Gaussiana | e^{-r^2} | $\frac{a_x a_y}{2} e^{-\frac{1}{4}k^2}$ |
| Exponencial | e^{-r} | $\frac{a_x a_y}{(1+k^2)^{\frac{3}{2}}}$ |
| von Kármán | $\frac{G_H(r)}{G_H(0)}$ | $\frac{a_x a_y}{(1+k^2)^{H+1}}$ |

En este trabajo se utiliza la densidad de potencia espectral, $P(k)$, para el desarrollo del algoritmo, donde k_x y k_y son los números de onda horizontal y vertical, respectivamente. Las escalas características están dadas por los largos de correlación down-dip y along-strike, a_x y a_y , respectivamente, y $k = \sqrt{a_x^2 k_x^2 + a_y^2 k_y^2}$, $r = \sqrt{\frac{x^2}{a_x^2} + \frac{y^2}{a_y^2}}$. En la función de autocorrelación de von Kármán $G_H(r) = r^H K_H(r)$ y K_H es la función de Bessel modificada de primera especie y de orden H (para más detalles véase *Mai and Beroza* (2002)). En estas expresiones los largos de correlación a_x y a_y controlan el nivel absoluto del espectro de potencia para pequeños números de onda y el exponente de Hurst H en las expresiones para las FAC de von Kármán determina el decaimiento espectral para grandes números de onda.

Físicamente, las escalas características a_x y a_y describen el tamaño de las asperezas y ha sido encontrado que pequeños valores de largos de correlación y del exponente de Hurst están relacionados con múltiples pequeñas asperezas y grandes valores de largos de correlación y del exponente de Hurst están relacionados con uno o dos parches con gran deslizamiento (*Mai and Beroza, 2002*).

Es posible, entonces, ajustar un modelo estocástico, como los descritos en la Tabla 2.1, a los datos de deslizamiento esperado de la Zona 2 para reproducir dicho deslizamiento como una función del número de onda. Sin embargo, en este punto existen 3 problemas que necesitan ser abordados:

1. La fase no se reproduce fielmente y es totalmente aleatoria.
2. El deslizamiento estocástico resultante posee una distribución normal, mientras que el real es no normal.
3. No se mantiene el momento sísmico.

A continuación, se procede a explicar en forma más detallada por qué lo anterior se transforma en un inconveniente que necesita ser resuelto para los fines de este trabajo.

En primer lugar, y como se mencionó en la sección 1.3, para generar una distribución de deslizamiento con las deseadas propiedades estocásticas es necesaria la construcción de una matriz de fase aleatoria, la cual es responsable precisamente de la heterogeneidad del deslizamiento. Sin embargo, uno de los objetivos de este trabajo es la incorporación del acoplamiento intersísmico del norte de Chile presentado por *Métois et al. (2013)* en la realización de los deslizamientos estocásticos, por lo que una fase totalmente aleatoria no es deseable, ya que esto no permite reconocer las asperezas y la estructura física de la placa, mostradas en la Figura 2.1. Es necesaria, entonces, la construcción de una matriz de fase aleatoria que le asigne un peso significativo a las mediciones de acoplamiento intersísmico, pero que a la vez permita variaciones estocásticas en las distribuciones del deslizamiento.

En segundo lugar, si se observa la Figura 2.1 es posible apreciar que los datos de deslizamiento esperado en la Zona 2 tienen una distribución altamente no normal, con una probabilidad relativamente grande a valores mayores en comparación con la distribución normal. Sin embargo, las realizaciones estocásticas resultantes de la aplicación de la metodología basada en *Goda et al. (2014)* tienen precisamente una distribución normal. No obstante, físicamente esto no es posible, ya que no existe un sentido físico a tener valores de deslizamiento negativos.

Debido a lo anterior, la metodología de *Goda et al.* (2014) utiliza la transformación de Box-Cox para que los valores de deslizamiento estocásticos distribuidos normales sean transformadas en no normales, como son en realidad.

Por último, al utilizar variables estocásticas es posible obtener un amplio rango de resultados en donde las realizaciones de deslizamiento tienen distintas configuraciones espaciales y valores, máximos y mínimos, obteniéndose una gran variedad de resultados. A pesar que lo anterior es exactamente lo que se quiere obtener, al utilizar como entrada el modelo de acoplamiento intersísmico del norte de Chile es sabido que la Zona 2 tiene una energía acumulada capaz de albergar un evento de magnitud Mw 8.4 (véase la Sección 2.1), por lo que es precisamente este evento el que se quiere reproducir, liberándose dicha cantidad de energía y no más, ni menos. Para hacer esto posible, es necesario asegurarse que todas las realizaciones de deslizamiento estocástico mantienen el momento sísmico original.

La solución de lo anterior es parte de la innovación en la metodología presentada en esta sección, la cual se describe a continuación de manera de flujo de trabajo.

2.2.1. Análisis preliminar de los datos

La Figura 2.2 fue elaborada con el fin de mostrar los pasos a seguir para llevar a cabo el análisis y sirve como una guía para ilustrar cada etapa. Antes de aplicar la metodología propuesta en esta sección, es necesario realizar algunos pasos para la obtención de buenos resultados. En primer lugar, los datos de deslizamiento del modelo de entrada deben ser transformados a UTM (Universal Transversal de Mercator) y luego rotados, si el caso así lo amerita (por ejemplo, la Zona 1, frente a Arica, mostrada en la Figura 2.1), para trabajar en las coordenadas down-dip y along-strike.

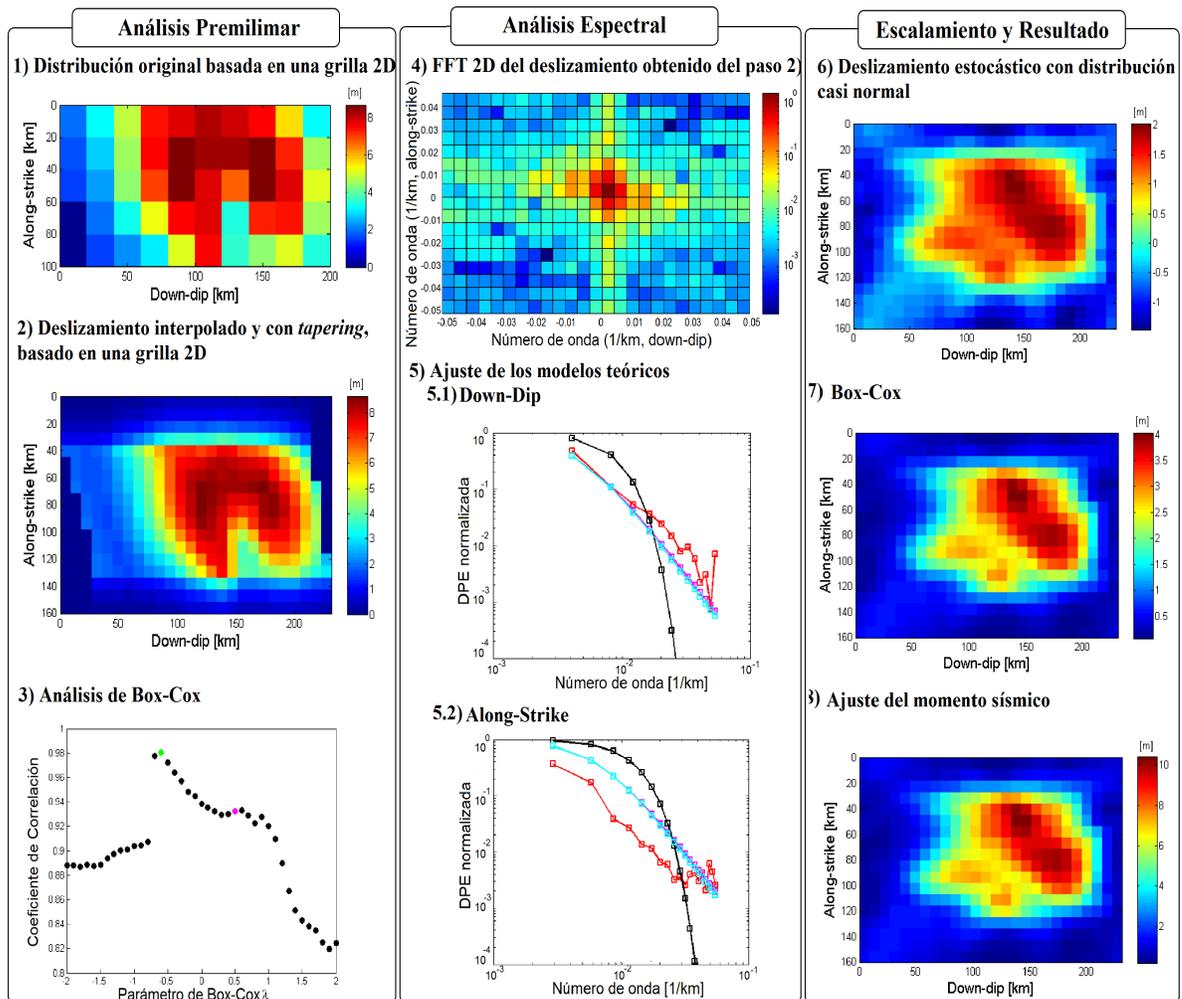


Figura 2.2: Ilustración de los pasos a seguir para llevar a cabo la metodología.

Posteriormente, los datos deben ser leídos como una matriz 2-dimensional, como lo muestra la Figura 2.2 1), e interpolados bilinealmente a la mitad de la resolución original, tal como lo hace *Goda et al.* (2014).

Finalmente, siguiendo la metodología de *Goda et al.* (2014), es necesario realizar el ahumamiento de la falla, por lo que deben agregarse filas y columnas hasta que el deslizamiento disminuya a cero en los bordes, como lo ejemplifica la Figura 2.2 2). Normalmente, tres filas y columnas debieran ser suficientes. En el trabajo de *Goda et al.* (2014) se menciona que es recomendable realizar este procedimiento sobretodo en los bordes en los que se tengan grandes valores de deslizamiento, ya que altos valores de deslizamiento en el límite up-dip de la placa podrían sesgar el valor de run-up en la costa hacia grandes valores.

En esta tesis se utiliza como entrada el modelo de acoplamiento intersísmico de *Métois et al.* (2013), el cual no cuenta con mediciones en los primeros 10 [km] en la placa, por lo que se decide trabajar con el modelo tal como venía y dichas profundidades no fueron incluidas en los deslizamientos estocásticos, o lo que es equivalente, dichas profundidades tienen un deslizamiento igual a cero. Es necesario mencionar entonces, que esto podría subestimar el valor de inundación en la costa, pero se asume como una limitación del método.

2.2.2. Ajuste del modelo teórico

Una vez que se tiene preparado el modelo de deslizamiento esperado se calcula la FFT (Fast Fourier Transform) y se obtiene su espectro normalizado 2-dimensional, el cual puede ser observado en la Figura 2.2 4). La energía liberada en un terremoto y el balance energético del proceso sísmico global pueden ser examinados en el dominio del número de onda, en donde el proceso sísmico es una cascada de energía elástica almacenada desde longitudes de onda más largas a más cortas, según *Andrews* (1980). Lo que se quiere obtener con este proceso es la caída de energía que posee el modelo de deslizamiento original, en términos de números de onda más pequeños a más grandes.

De esta forma, se define un rango de número de onda aplicable con base en la resolución espacial del modelo original para el límite superior y en la dimensión característica del plano de falla para el límite inferior. Luego, se extrae la potencia del espectro normalizado del deslizamiento esperado en las direcciones along-strike y down-dip y se ajusta a este decaimiento espectral el espectro de potencia normalizado teórico descrito en la Tabla 2.1, ya sea Gaussiano, Exponencial o de von Kármán. En las Figuras 2.2 5.1) y 5.2) se puede apreciar el ajuste de los modelos teóricos, en donde el decaimiento espectral original se muestra en rojo en las direcciones down-dip y along-strike, respectivamente, y la línea en magenta corresponde al decaimiento espectral teórico del modelo de von Kármán, el cual obtiene el menor error conjunto en ambas direcciones. Las líneas en cian y negro muestran el decaimiento espectral teórico de los modelos Exponencial y Gaussiano, respectivamente.

De esta manera se buscan los valores de a_x , a_y y H que mejor reproducen el espectro real. Para ello se utiliza un proceso de búsqueda de los mejores largos de correlación en donde en la dirección along-strike se busca cada 0.2 [km] hasta 231 [km] (correspondiente al ancho) y en la dirección down-dip también cada 0.2 [km], pero hasta 160 [km] (correspondiente al largo). Para el exponente de Hurst, H , este varía normalmente entre 0 y 1, por lo que se realiza una búsqueda desde 0.1 cada 0.01 hasta 0.9.

Para estimar los mejores valores de a_x , a_y y H , se minimiza el error conjunto de todos los parámetros en ambas direcciones mediante la ecuación 2.2.3,

$$\epsilon_{conj} = \sqrt{\epsilon_{rms}^d \epsilon_{rms}^s} \quad (2.2.3)$$

donde ϵ_{rms}^d y ϵ_{rms}^s es el error *rms* (Root Mean Square) entre el decaimiento espectral del deslizamiento esperado y el teórico, en las direcciones down-dip y along-strike, respectivamente.

2.2.2.1. Coeficientes de Fourier complejos y generación de la fase aleatoria

Se utiliza el método integral de Fourier (*Pardo-Iguzquiza and Chica-Olmo, 1993*) para obtener un campo aleatorio que tiene la estructura de correlación deseada con una distribución casi normal, lo que quiere decir que también se obtienen valores de deslizamiento negativos como se puede apreciar en la Figura 2.2 6). Este método permite simular campos aleatorios, que son una combinación lineal de senos y cosenos, en donde es necesaria la amplitud, que corresponde a la potencia del espectro normalizado teórico con los largos de correlación y el número de Hurst estimados en el paso anterior, y una fase, cuya construcción será explicada a continuación. Como es sabido del análisis espectral, esto permite obtener la función de densidad espectral a la cual es posible aplicarle la transformada de Fourier inversa para obtener el deslizamiento estocástico resultante.

Así, por ejemplo, si VK corresponde al ajuste del modelo teórico de von Kármán con los mejores parámetros a_x , a_y y H ya estimados, el campo aleatorio A tiene la forma de la ecuación 2.2.4

$$A(m, n) = VK(m, n) \cos(\phi(m, n)) - iVK(m, n) \sin(\phi(m, n)) \quad (2.2.4)$$

donde m y n corresponden al largo del rango de número de onda en fila y columna along-strike y down-dip, respectivamente, y ϕ corresponde a la fase.

Como se mencionó anteriormente, una de las innovaciones de este trabajo es la generación de la matriz de fase aleatoria del espectro. La mayoría de los trabajos generan en este punto una matriz de fase aleatoria distribuida uniformemente entre 0 y 2π , pero esto no reproduce espacialmente la ubicación del deslizamiento esperado y la aspereza podría ubicarse en cualquier lugar, incluso en uno que tenga un bajo acoplamiento intersísmico.

Debido a lo anterior, en este trabajo se decide crear un *Método de Variación de Fase*, el cual depende sólo de un parámetro y es sencillo de implementar. En este método se genera una fase aleatoria que tiene la forma de la ecuación 2.2.5:

$$\phi(m, n) = \bar{\phi}(m, n) + \sigma_\phi(m, n) \quad (2.2.5)$$

en donde $\bar{\phi}$ es una fase media generada mediante la ecuación 2.2.6,

$$\bar{\phi}(m, n) = \text{atan2}(\text{Im}(D_F(m, n)), \text{Re}(D_F(m, n))) \quad (2.2.6)$$

donde atan2 es la función arcotangente que entrega un ángulo entre $-\pi$ y π , Im es la parte imaginaria y Re es la parte real de D_F , el cual corresponde a la FFT del deslizamiento esperado. Así, al realizar la reconstrucción del deslizamiento utilizando sólo $\bar{\phi}$, se recupera la distribución original de deslizamiento. Para obtener variaciones estocásticas, a esta fase media se le suma una desviación estándar σ_ϕ , la cual es generada de la forma de la ecuación 2.2.7,

$$\sigma_\phi(m, n) = \alpha N(0, 1)(m, n) \quad (2.2.7)$$

en donde $N(0, 1)(m, n)$ corresponde a una matriz de números aleatorios normalmente distribuidos en los rangos de número de onda along-strike y down-dip y multiplicada por α . Este último parámetro es el único valor que se hace variar aleatoriamente si se quieren obtener resultados en los que la aspereza se ubique espacialmente en un lugar muy distinto del real, es decir, un valor alto de este parámetro generara deslizamientos estocásticos que no tienen tanta relación con la ubicación espacial de la aspereza original, sin embargo, un valor pequeño de este parámetro genera deslizamientos estocásticos que guardan más relación con la ubicación espacial del deslizamiento real. Luego de algunas pruebas, las cuales serán mostradas en la sección 4.2, se considera que $\alpha = \pi/5$ es un valor óptimo para los intereses de este trabajo.

Finalmente, la matriz de coeficientes de Fourier complejos es transformada al dominio espacial vía IFFT (Inverse Fast Fourier Transform) 2-dimensional.

2.2.3. Escalamiento no lineal y conservación del momento sísmico

Como se mencionó en la sección 2.2.2.1 el método integral de Fourier de *Pardo-Iguzquiza and Chica-Olmo* (1993) genera valores de deslizamiento con una distribución casi normal que produce valores de deslizamiento negativos, sin embargo, es físicamente imposible tener valores de deslizamiento negativos. Los valores del deslizamiento esperado son no normales, tal como se explico en la sección 2.2, por lo que es necesario realizar un escalamiento no lineal a los deslizamientos estocásticos normales para transformarlos en no normales, como lo son en la realidad. Se utiliza entonces la transformación de Box-Cox, en donde la variable original x (los valores del deslizamiento esperado no normales) es convertida en y (valores de deslizamiento normales) de la forma de la ecuación 2.2.8,

$$y = \frac{(x^{\lambda_b} - 1)}{\lambda_b} \quad (2.2.8)$$

Se identifica el mejor parámetro de transformación de potencia λ_b maximizando el coeficiente de correlación lineal entre la variable transformada y de los valores de deslizamiento esperado y una variable normal estándar, para diferentes valores de λ_b , como se ilustra en la Figura 2.2 3).

Así, luego de obtener este valor de λ_b se aplica la transformación inversa de Box-Cox a los valores obtenidos de deslizamiento estocástico distribuidos casi normales para transformarlos en valores de deslizamiento no normales como se puede apreciar en la Figura 2.2 7).

Por otro lado, para asegurar que el deslizamiento estocástico resultante mantiene el momento sísmico original que se quiere reproducir, se calcula nuevamente el momento sísmico del deslizamiento estocástico mediante la ecuación 2.1.2. Si este es distinto del original, se multiplica la realización de deslizamiento estocástico por el factor κ descrito en la ecuación 2.2.9 y se obtiene la realización de deslizamiento estocástico final, la cual puede ser observada en la Figura 2.2 8).

$$\kappa = \frac{M_o^{original}}{M_o^{estocastico}} \quad (2.2.9)$$

Finalmente, se obtienen múltiples realizaciones de distribuciones de deslizamiento con las propiedades estocásticas deseadas.

2.3. Modelado de tsunami

En este trabajo se genera una solución adicional a la realización de escenarios de deslizamiento estocástico y se modela el tsunami causado por cada uno de estos escenarios. A continuación, en la sección 2.3.1 se describen las ecuaciones que gobiernan la modelación de un tsunami, en la sección 2.3.2 se describe el modelo de falla que se utiliza y en la sección 2.3.3 se describen los parámetros que fueron utilizados en todas las modelaciones.

2.3.1. Marco teórico - Ecuaciones gobernantes

El software utilizado para la modelación de tsunami es el COMCOT (Cornell Multi-grid Coupled Tsunami Model), el cual adopta el método de “salto de rana” de diferencias finitas para resolver las ecuaciones de aguas someras lineales (válidas en aguas profundas) y no lineales (válidas cerca de la costa), en coordenadas esféricas (válidas en aguas profundas) y en coordenadas cartesianas (válidas cerca de la costa).

En una región de aguas profundas, la altura de ola del tsunami es generalmente más pequeña que 1 [m], la cual es mucho menor que la profundidad del agua. Los términos de advección pueden ser despreciados, y las ecuaciones de aguas someras lineales en coordenadas esféricas utilizadas por COMCOT son:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \varphi} \left\{ \frac{\partial P}{\partial \psi} + \frac{\partial}{\partial \varphi} (\cos \varphi Q) \right\} = -\frac{\partial h_a}{\partial t} \quad (2.3.10)$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} + \frac{gh_a}{R \cos \varphi} \frac{\partial \eta}{\partial \psi} - fQ = 0 \quad (2.3.11)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{gh_a}{R} \frac{\partial \eta}{\partial \varphi} + fP = 0 \quad (2.3.12)$$

donde η es la elevación de la superficie del agua, (P, Q) denota el flujo de volumen en la dirección X (Oeste-Este) y en la dirección Y (Sur-Norte), respectivamente, (φ, ψ) denota la latitud y la longitud, R es el radio de la Tierra, g es la aceleración de gravedad y h_a es la profundidad del agua.

El término $-\frac{\partial h_a}{\partial t}$ refleja el efecto de movimiento transiente del suelo oceánico, que puede ser usado para modelar tsunamis generados por remociones en masa. f representa el parámetro de Coriolis debido a la rotación de la Tierra y es igual a la ecuación 2.3.13,

$$f = 2\Omega \sin \varphi \quad (2.3.13)$$

donde Ω es la tasa de rotación de la Tierra.

Cuando el tsunami entra en la región cercana a la costa, la profundidad del agua se reduce y la amplitud de la onda aumenta. Los términos no lineales de advección y de fricción del fondo se tornan considerables y tienen que ser incluidos en las ecuaciones. Las ecuaciones de aguas someras no lineales en coordenadas esféricas utilizadas por COMCOT son:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \varphi} \left\{ \frac{\partial P}{\partial \psi} + \frac{\partial}{\partial \varphi} (\cos \varphi Q) \right\} = -\frac{\partial h_a}{\partial t} \quad (2.3.14)$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \psi} \left\{ \frac{P^2}{H_T} \right\} + \frac{1}{R} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left\{ \frac{PQ}{H_T} \right\} + \frac{gH_T}{R \cos \varphi} \frac{\partial \eta}{\partial \psi} - fQ + F_x = 0 \quad (2.3.15)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \psi} \left\{ \frac{PQ}{H_T} \right\} + \frac{1}{R} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left\{ \frac{Q^2}{H_T} \right\} + \frac{gH_T}{R} \frac{\partial \eta}{\partial \varphi} + fP + F_y = 0 \quad (2.3.16)$$

donde $H_T = h_a + \eta$ es la profundidad total del agua. F_x y F_y representan la fricción del fondo en las direcciones X e Y , respectivamente. Estos dos términos son evaluados por la fórmula de Manning:

$$F_x = \frac{gn^2}{H_T^{7/3}} P(P^2 + Q^2)^{1/2} \quad (2.3.17)$$

$$F_y = \frac{gn^2}{H_T^{7/3}} Q(P^2 + Q^2)^{1/2} \quad (2.3.18)$$

donde n es el coeficiente de rugosidad de Manning.

2.3.2. Modelo de falla elástico - Deformación instantánea

El éxito de una simulación de propagación de tsunamis y la predicción precisa de los tiempos de llegada del tsunami en los diferentes lugares depende principalmente de la estimación correcta del mecanismo del terremoto. Los parámetros de falla utilizados por COMCOT para calcular la deformación están descritos en la Tabla 2.2:

Tabla 2.2: Parámetros para el Modelo de falla elástico

| Parámetros | Unidad |
|--|------------|
| Epicentro (φ_o, ψ_o) | Grados [°] |
| Profundidad Focal h | Metros [m] |
| Largo del Plano de Falla L | Metros [m] |
| Ancho del Plano de Falla W | Metros [m] |
| Deslizamiento (slip) D | Metros [m] |
| Rumbo (strike) θ | Grados [°] |
| Ángulo de buzamiento (dip) δ | Grados [°] |
| Ángulo de deslizamiento (rake) λ | Grados [°] |

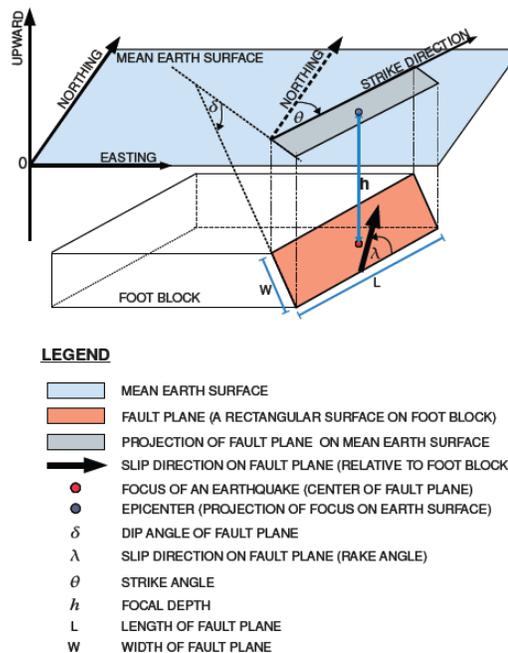


Figura 2.3: Modelo de plano de falla, fuente de tsunami asumida por COMCOT (figura tomada del manual de COMCOT).

En COMCOT para rupturas instantáneas, el desplazamiento del fondo oceánico causado por un terremoto se calcula a través de la teoría elástica de un plano de falla finito propuesto originalmente por *Mansinha and Smylie* (1971) y luego mejorado por *Okada* (1985). La teoría supone un plano de falla rectangular ubicado en un semi-espacio elástico semi-infinito. Este plano es una representación idealizada de la interfaz entre dos placas tectónicas en colisión donde se produce el movimiento violento (es decir, la dislocación) durante un terremoto (véase la Figura 2.3). La dislocación que ocurre en el plano de falla deforma la superficie del medio semi-infinito (superficie del océano), que se considera como el desplazamiento del fondo marino durante el terremoto.

Por lo tanto, COMCOT asume que la superficie del agua sigue exactamente el mismo desplazamiento que sufre el suelo oceánico durante un terremoto. Esta distribución de deslizamiento entregará el mecanismo generador de tsunamis. En COMCOT se pueden ingresar modelos de falla con una infinidad de subfallas, cada una definida con los parámetros descritos en la Tabla 2.2.

2.3.3. Configuración de los parámetros utilizados en la modelación

Se utilizan 4 grillas de topografía y batimetría para la modelación de los respectivos tsunamis. Una grilla nivel 1 de resolución ~ 1200 [m] ubicada desde el sur de Perú hasta Taltal, una grilla nivel 2 de resolución ~ 300 [m] centrada en la ciudad de Iquique, una grilla nivel 3 de resolución ~ 60 [m] también centrada en la ciudad de Iquique y una grilla de nivel 4 de resolución más fina igual a ~ 10 [m] centrada en el puerto de Iquique. En la Figura 2.4, se pueden apreciar las 4 grillas utilizadas en la modelación de tsunami.

Se ubicaron además mareógrafos virtuales en el puerto de Arica y en el puerto de Iquique, con el objetivo de verificar si existían diferencias en la amplitud del tsunami en la costa producida por los diferentes escenarios de deslizamiento estocástico. La ubicación de los mareógrafos virtuales está especificada en la Tabla 2.3

Tabla 2.3: Ubicación de los mareógrafos virtuales en los puertos de Arica e Iquique.

| | Longitud | Latitud |
|----------------|------------|-------------|
| Arica | 70.32333°W | 18.474444°S |
| Iquique | 70.14778°W | 20.204444°S |

El respectivo tsunami se modela durante 4 horas y se guardan los datos cada 3 minutos. Se utiliza un coeficiente de rugosidad de Manning igual a 0.010. Este valor representa superficies con cemento pulcro o metal liso según *Linsley and Franzini* (1979), por lo que no se considera algún obstáculo que se oponga al avance de la onda de tsunami obteniéndose el peor escenario.

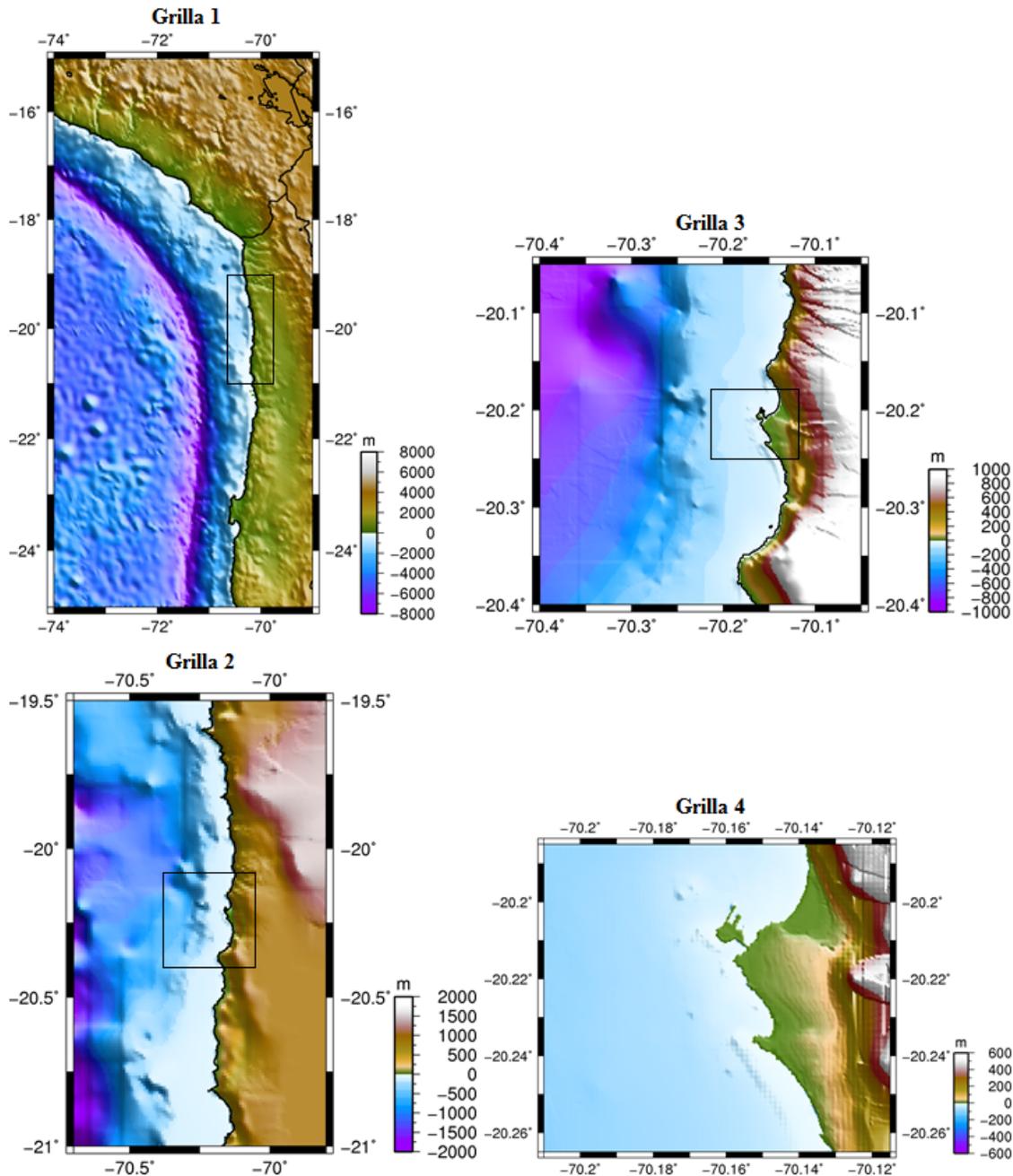


Figura 2.4: Grillas de nivel 1, 2, 3 y 4 utilizadas en la modelación de tsunami. Los rectángulos en negro muestran la siguiente grilla anidada.

En cuanto a los parámetros del modelo de falla elástico necesarios para generar la deformación instantánea (ver Tabla 2.2), el largo y el ancho de las subfallas es igual a 10 [km] y el deslizamiento de cada subfalla queda determinado por el escenario de deslizamiento estocástico generado con la nueva metodología propuesta.

Para que las modelaciones de tsunami fueran lo más realista posible, se utiliza el modelo de interfaz de placas de *Hayes et al.* (2012) para obtener los parámetros de profundidad, strike, dip en cada punto de latitud y longitud en la placa. Debido a que los datos de rake no venían incluidos en este modelo, y para igualmente crear una distribución de rake en la placa y que este no fuera homogéneo, a los datos de strike se suma el ángulo de deslizamiento promedio de la placa de Nazca respecto a la Sudamericana frente a Iquique, igual a 77.04° . Este valor corresponde a NUVEL 1A (*DeMets et al.*, 1994).

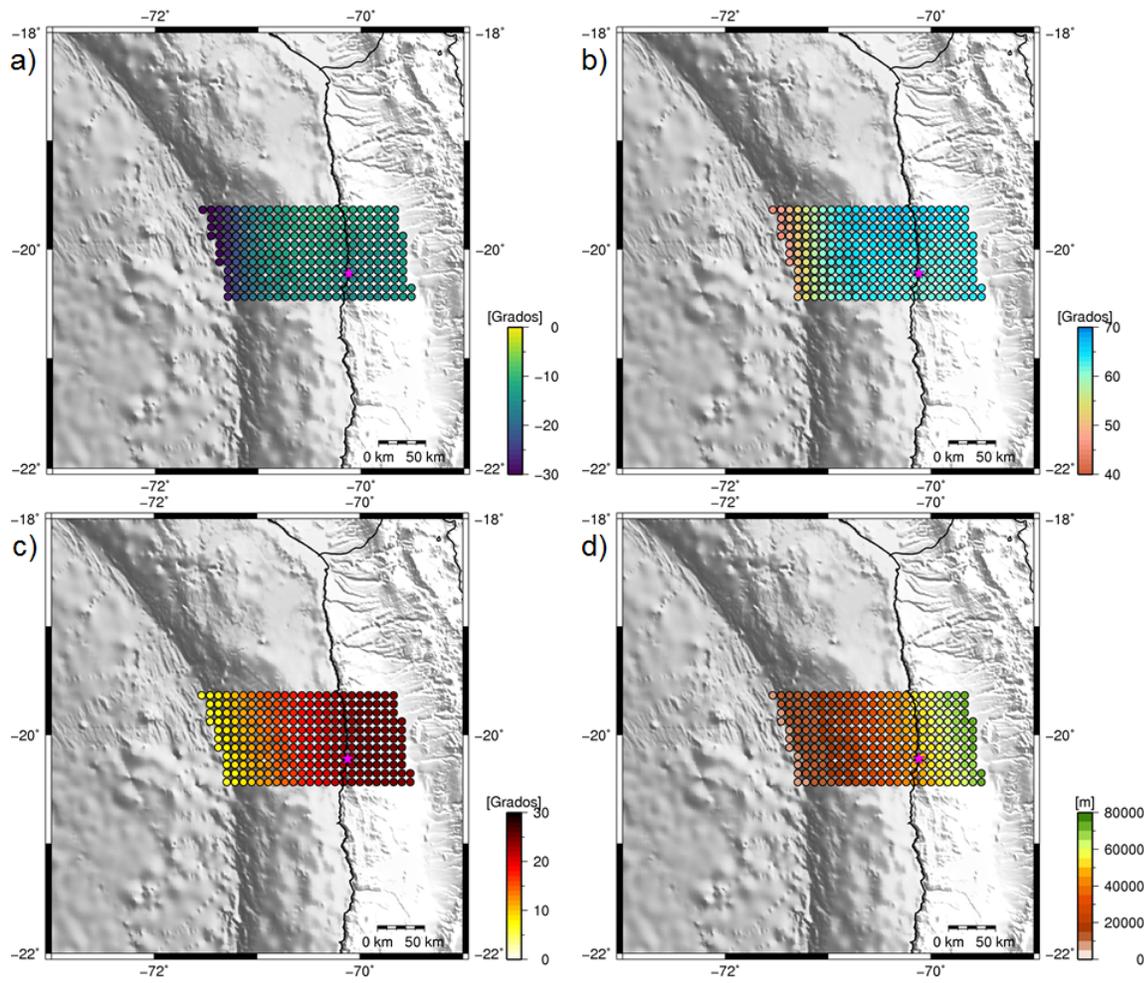


Figura 2.5: Distribución en la placa de los parámetros de a)strike, b)rake, c)dip y d)profundidad para la Zona 2 según *Hayes et al.* (2012). La estrella en magenta muestra la ubicación de la ciudad de Iquique.

La Figura 2.5 muestra en colores la distribución en la placa de los parámetros de strike, rake, dip y profundidad de las subfallas para la Zona 2, utilizados finalmente en la modelación del tsunami. El centro de cada círculo corresponde al epicentro de cada subfalla.

RESULTADOS Y ANÁLISIS

El presente capítulo muestra los principales resultados de este trabajo. A continuación, la metodología desarrollada en la sección 2.2 es validada en primer lugar con el modelo de falla finita invertida de *Hayes et al.* (2014) para el terremoto del 1 de abril de 2014 en Iquique Mw 8.1, cuyos resultados se muestran en la sección 3.1, y luego aplicada a la Zona 2, cuyos resultados se pueden observar en la sección 3.2.

3.1. Validación del método

La solución de fuente finita invertida del terremoto del 1 de abril de 2014 ocurrido en Iquique Mw 8.1, presenta una excelente oportunidad para la validación de la nueva metodología propuesta para la realización de modelos de deslizamiento estocásticos. La Figura 3.1 muestra la distribución del deslizamiento cosísmico de dicho terremoto según *Hayes et al.* (2014).

Siguiendo la metodología propuesta en la sección 2.2, el análisis preliminar de los datos requiere que estos sean transformados a UTM, rotados e interpolados. Así, los datos de deslizamiento cosísmico del terremoto del 1 de abril de 2014 en Iquique son transformados a UTM, rotados un valor $\beta = 13^\circ$, que corresponde al promedio de la orientación de las subfallas con respecto al norte (strike medio), y luego interpolados bilinealmente a la mitad de la resolución original. Además, a pesar que no se tenían grandes valores de deslizamiento en los bordes, se agregaron 3 filas y columnas en las que el deslizamiento disminuye a cero (*tapering*). La matriz 2-dimensional resultante se puede observar en la Figura 3.2.

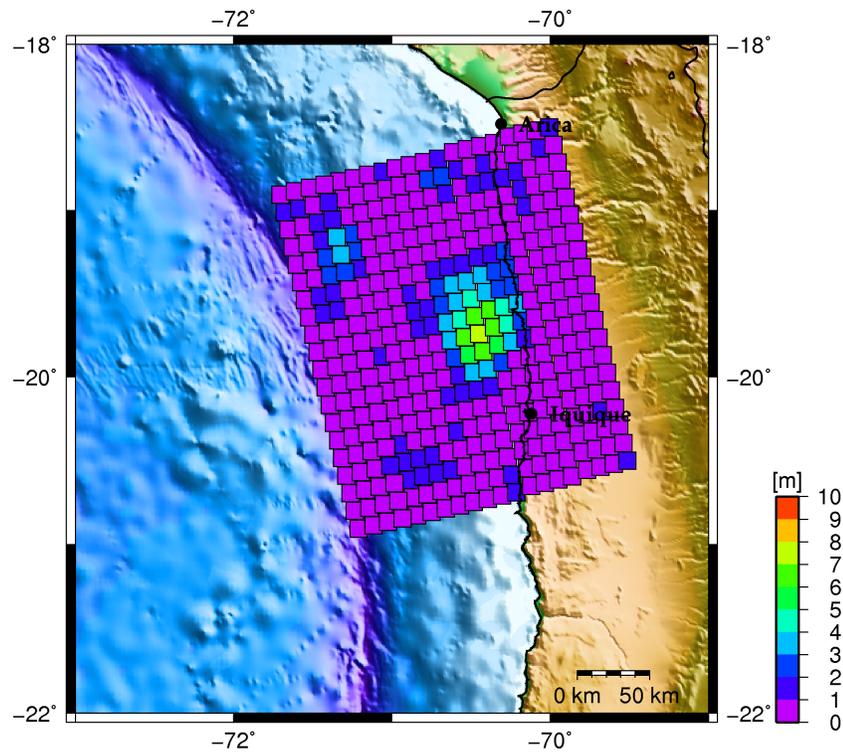


Figura 3.1: Deslizamiento cosísmico del terremoto del 1 de abril de 2014 en Iquique Mw 8.1, según *Hayes et al.* (2014).

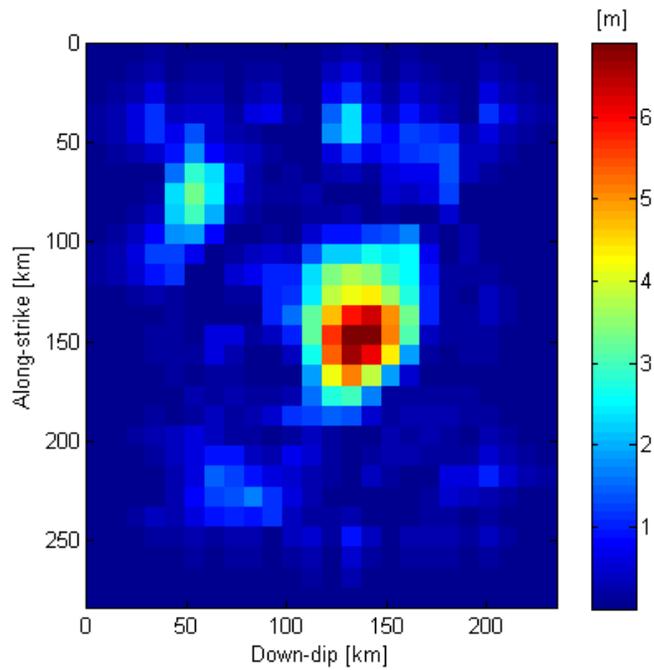


Figura 3.2: Deslizamiento cosísmico rotado, interpolado y basado en una matriz 2-dimensional con filas y columnas en las que el deslizamiento decae a cero.

A continuación, se calcula la transformada rápida de Fourier del deslizamiento cosísmico y se obtiene el espectro normalizado 2-dimensional con su respectivo rango de número de onda en las direcciones down-dip y along-strike, el cual puede ser apreciado en la Figura 3.3.

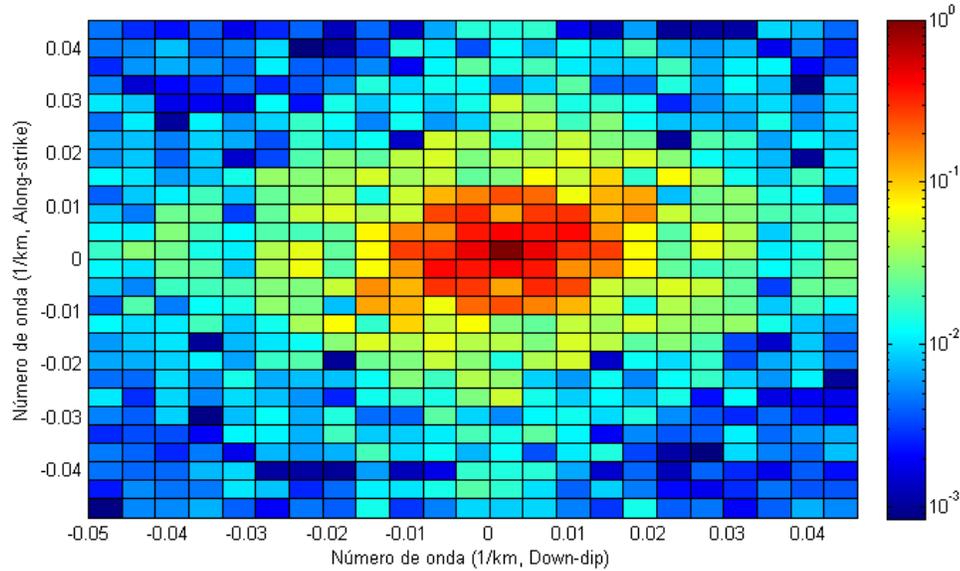


Figura 3.3: Espectro normalizado 2-dimensional del deslizamiento cosísmico rotado, interpolado y con *tapering*.

Para realizar el ajuste del modelo teórico, se extrae la potencia del espectro normalizado del deslizamiento cosísmico en las direcciones down-dip y along-strike y se ajusta a este decaimiento espectral las funciones de correlación Gaussiana, Exponencial y von Kármán. Las Figuras 3.4, 3.5 y 3.6 muestran el ajuste de dichos modelos teóricos, respectivamente.

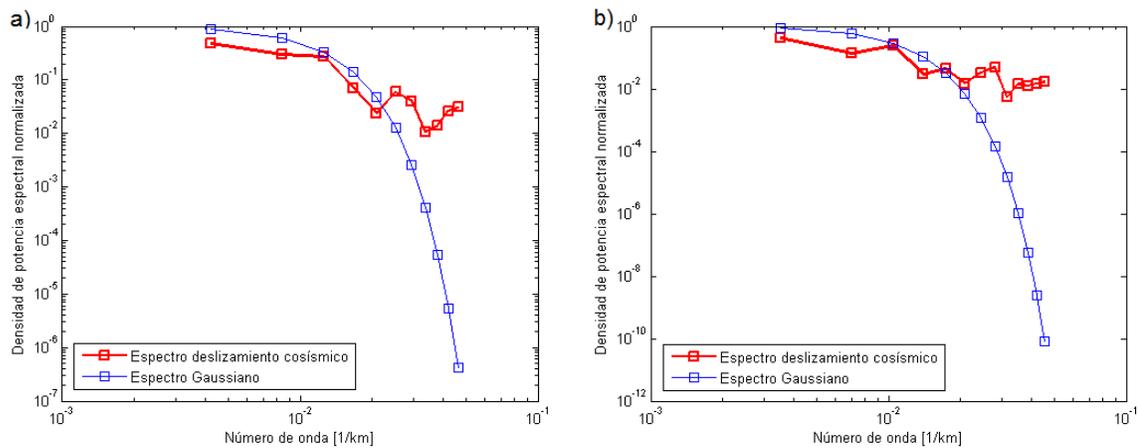


Figura 3.4: Ajuste de la función de correlación Gaussiana (en azul) al decaimiento espectral del deslizamiento cosísmico (en rojo) en las direcciones a)down-dip y b)along-strike.

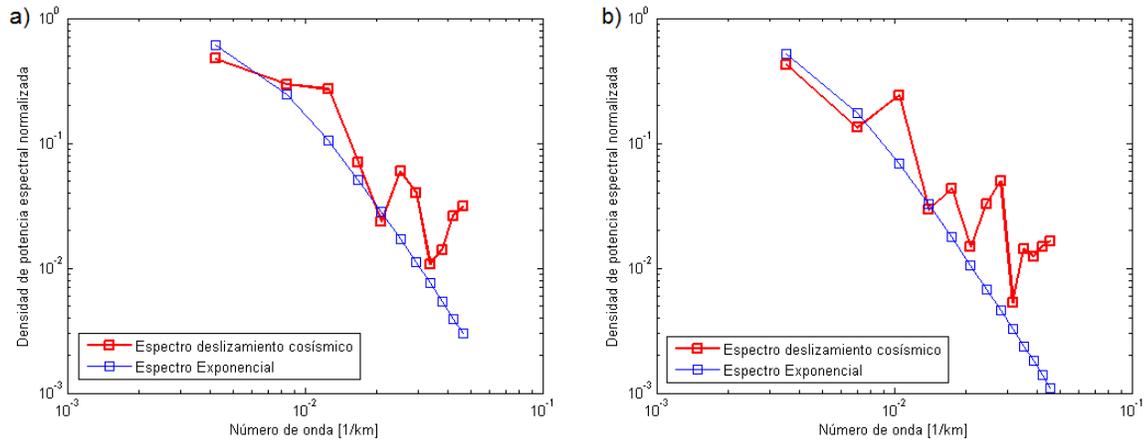


Figura 3.5: Ajuste de la función de correlación Exponencial (en azul) al decaimiento espectral del deslizamiento cosísmico (en rojo) en las direcciones a)down-dip y b)along-strike.

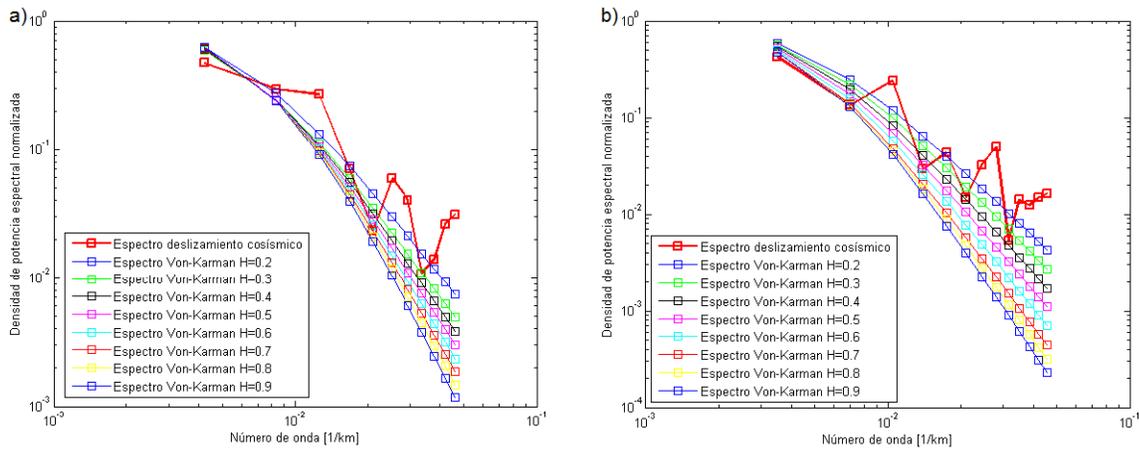


Figura 3.6: Ajuste de la función de correlación von Kármán (en colores para distintos valores del número de Hurst) al decaimiento espectral del deslizamiento cosísmico (en rojo) en las direcciones a)down-dip y b)along-strike.

En la Tabla 3.1 se pueden observar los largos de correlación a_x y a_y y el exponente de Hurst H que minimizan el error conjunto, ecuación 2.2.3, en las direcciones down-dip y along-strike, para cada modelo teórico. Las Figuras 3.4 y 3.5 muestran en azul el ajuste de los mejores largos de correlación a_x y a_y para las funciones de correlación Gaussiana y Exponencial, mientras que la Figura 3.6 muestra en diferentes colores el ajuste de los mejores largos de correlación a_x y a_y y del mejor exponente de Hurst H para la función de correlación de von Kármán.

Tabla 3.1: Mejores largos de correlación a_x y a_y y exponente de Hurst H que minimizan el error conjunto para el deslizamiento de *Hayes et al.* (2014).

| Función de correlación | error conjunto | a_x [km] | a_y [km] | H |
|------------------------|----------------|------------|------------|-----|
| Gaussiana | 0.1626 | 166 | 212 | |
| Exponencial | 0.0611 | 148.8 | 212 | |
| von Kármán | 0.0627 | 166 | 212 | 0.2 |
| von Kármán | 0.0612 | 165.8 | 212 | 0.3 |
| von Kármán | 0.0608 | 156.6 | 212 | 0.4 |
| von Kármán | 0.0611 | 148.8 | 212 | 0.5 |
| von Kármán | 0.0618 | 142 | 212 | 0.6 |
| von Kármán | 0.0630 | 136 | 212 | 0.7 |
| von Kármán | 0.0642 | 130.6 | 205.4 | 0.8 |
| von Kármán | 0.0653 | 126 | 198.4 | 0.9 |

Se observa en la tabla anterior que la función de correlación Gaussiana con largos de correlación $a_x = 166$ [km] y $a_y = 212$ [km] es la que produce un mayor error conjunto igual a 0.1626. En efecto, dicho modelo genera un espectro que decae rápida y parabólicamente hacia potencias muy pequeñas, no alcanzadas por el espectro original. En el otro extremo, la función de correlación de von Kármán con largos de correlación $a_x = 156.6$ [km] y $a_y = 212$ [km] y exponente de Hurst $H = 0.4$ es la que genera el menor error conjunto, igual a 0.0608, reproduciendo de mejor manera el decaimiento gradual del espectro original. Cabe mencionar que los modelos Exponencial y von Kármán (mismo modelo que el Exponencial con $H = 0.5$) tienen un decaimiento espectral y largos de correlación similares, sin embargo, el modelo de von Kármán entrega levemente un menor error conjunto, debido precisamente a que se puede modificar el exponente de Hurst en el decaimiento del espectro teórico.

Debido a lo anterior, se concluye entonces, al igual como lo hizo *Mai and Beroza* (2002), que la mejor función de correlación para generar modelos de deslizamiento estocástico es la función de von Kármán, con la que finalmente se trabaja la Zona 2.

Una vez definido el mejor modelo estocástico con sus respectivos parámetros se genera el campo aleatorio mediante el método integral de Fourier, en donde la amplitud del espectro es el espectro teórico de von Kármán con los parámetros encontrados, $a_x = 156.6$ [km], $a_y = 212$ [km] y $H = 0.4$, y la fase generada mediante el *Método de Variación de Fase*, ecuación 2.2.5. Luego, se aplica la IFFT 2-dimensional a la matriz de coeficientes de Fourier complejos para transformarla al dominio espacial.

En cuanto al escalamiento no lineal, la Figura 3.7 muestra la búsqueda del mejor parámetro de transformación de potencia para aplicar la transformación inversa de Box-Cox, el cual se encuentra maximizando el coeficiente de correlación lineal entre los valores de deslizamiento normales y una variable normal estándar. El resultado de este análisis muestra que el mejor parámetro de transformación de potencia λ_b es igual a -0.0770 , el cual obtiene un coeficiente de correlación lineal igual a 0.9914 .

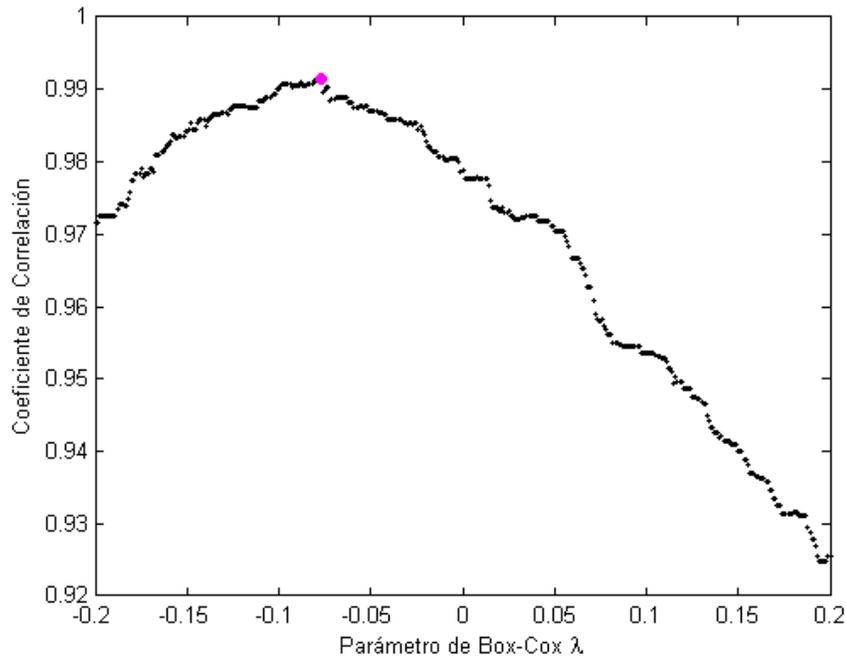


Figura 3.7: Búsqueda del parámetro λ_b para aplicar la transformación inversa de Box-Cox a los valores del deslizamiento normales. El círculo en magenta corresponde a $\lambda_b = -0.0770$.

Por otro lado, el momento sísmico del deslizamiento original es igual a $M_o^{original} = 1.45468 \times 10^{21}$ [Nm], por lo que para asegurar que este se mantiene en todas las realizaciones, los deslizamientos estocásticos resultantes son multiplicados por el factor $\kappa = \frac{1.45468 \times 10^{28}}{M_o^{estocástico}}$.

Finalmente, se obtienen todas las realizaciones de deslizamiento que se quieran, debido a que el método, en términos computacionales, es eficiente y rápido. En la Figura 3.8 se observan 2 de las realizaciones de deslizamiento estocásticas con base en la solución de falla finita invertida del terremoto del 1 de abril de 2014 en Iquique de *Hayes et al.* (2014). Se observa que la metodología propuesta aplicada a la solución del terremoto del 1 de abril de 2014 en Iquique, permite obtener realizaciones estocásticas en donde el deslizamiento es reproducido espacialmente y su ubicación, extensión y valores varían levemente.

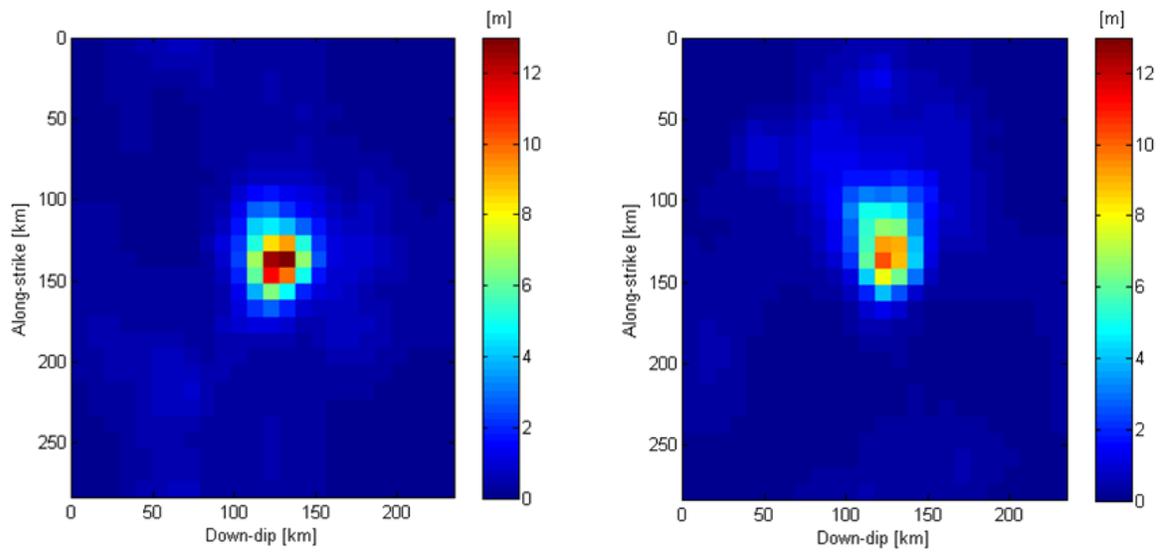


Figura 3.8: Ejemplo de 2 realizaciones de deslizamiento estocástico del terremoto del 1 de abril de 2014 en Iquique Mw 8.1, utilizando la nueva metodología propuesta.

3.2. Pronóstico estocástico para la Zona 2

En esta sección se muestran los principales resultados de la aplicación de la nueva metodología al deslizamiento esperado en la Zona 2, propuesto por *Métois et al.* (2013). La Figura 3.9 muestra el deslizamiento esperado en la Zona 2.

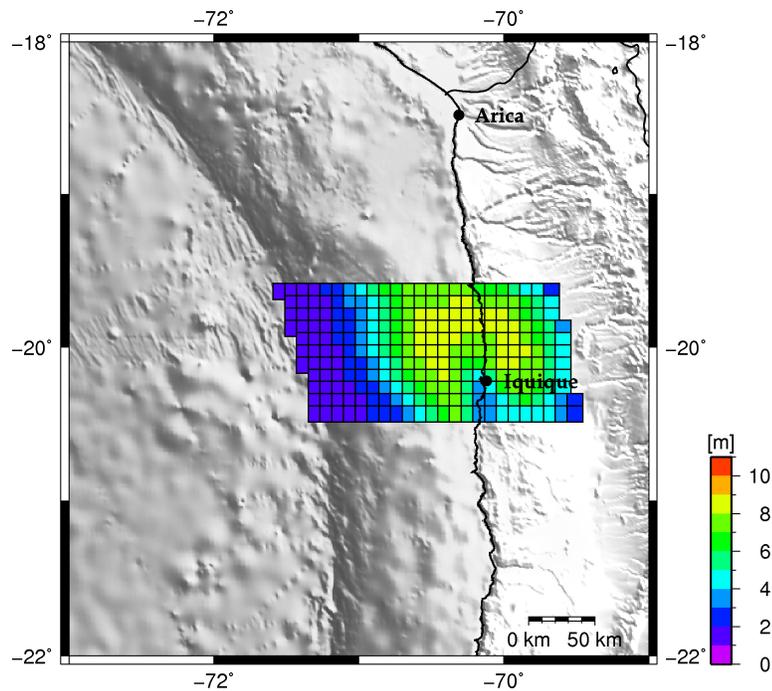


Figura 3.9: Deslizamiento esperado en la Zona 2 propuesto por *Métois et al.* (2013).

Nuevamente, siguiendo los pasos descritos en la sección 2.2, el deslizamiento esperado en la Zona 2 es transformado a UTM e interpolado bilinealmente a la mitad de la resolución original. Los datos no fueron rotados ya que la orientación de las subfallas era cercana a 0° con respecto al norte, por lo que no era necesaria dicha transformación.

La Figura 3.10 muestra el deslizamiento esperado para la Zona 2 en una matriz 2-dimensional y con *tapering*, es decir, adicionando filas arriba y abajo para que el deslizamiento decaiga a cero. Se debe notar que la aspereza para este caso ocupa una gran extensión espacial en la matriz 2-dimensional y que los valores de deslizamiento en esta zona son cercanos a 8 [m]. Las subfallas tienen un largo y ancho de 10 [km]. Lo anterior requiere que el método sea capaz de captar las características espectrales del modelo de deslizamiento esperado para la Zona 2 y de reproducir esta gran aspereza en términos de extensión y distribución espacial del deslizamiento.

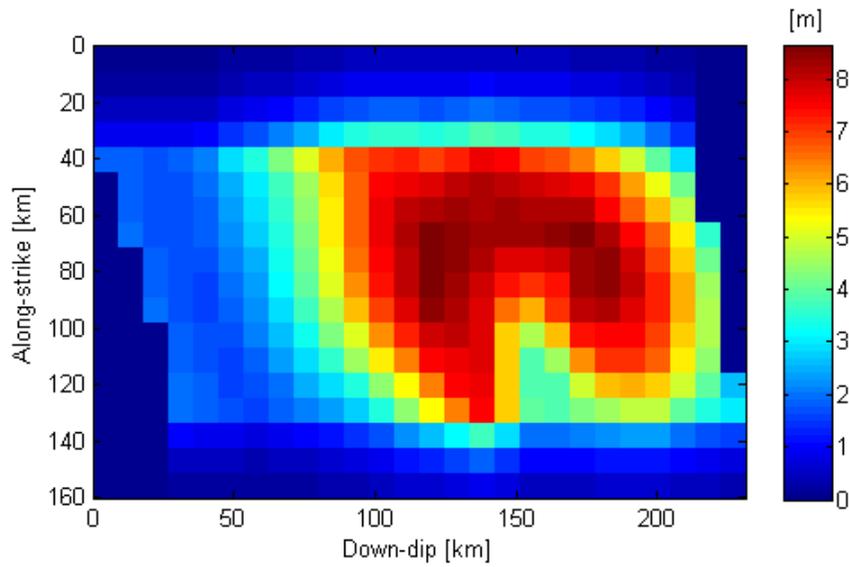


Figura 3.10: Deslizamiento esperado en la Zona 2 interpolado y basado en una matriz 2-dimensional con filas en las que el deslizamiento decae a cero.

En la Figura 3.11 se puede apreciar el espectro normalizado 2-dimensional para el deslizamiento esperado en la Zona 2 con su respectivo rango de número de onda down-dip y along-strike, calculado mediante la transformada rápida de Fourier 2-dimensional.

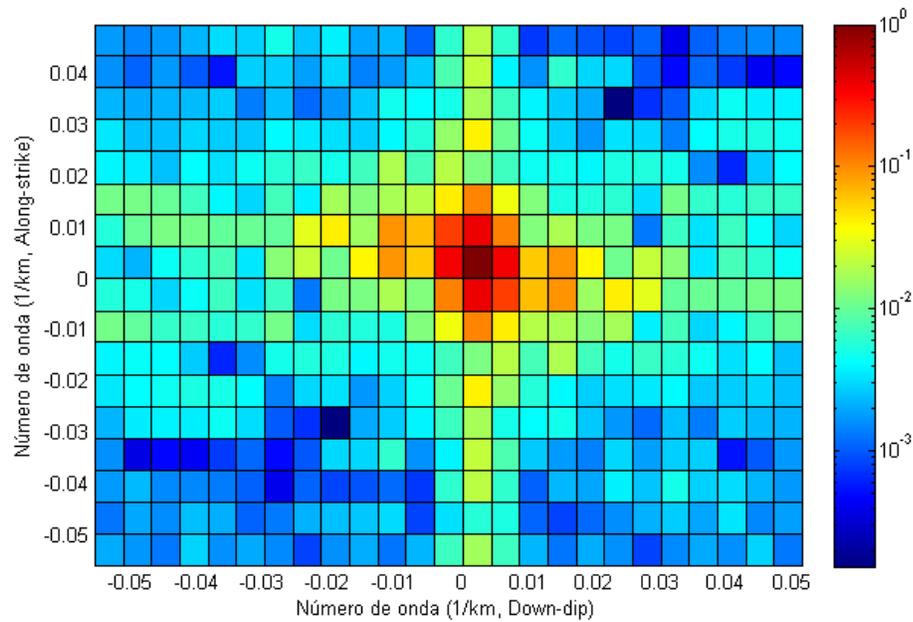


Figura 3.11: Espectro normalizado 2-dimensional del deslizamiento esperado en la Zona 2 interpolado y con *tapering*.

Se observa en la Figura 3.11 que el espectro de la Zona 2 tiene un máximo mucho más concentrado y “empinado” que el espectro de *Hayes et al.* (2014). El espectro de la Zona 2 posee más contenido de energía a bajos números de onda, debido a que las mediciones de acoplamiento intersísmico entregan grandes escalas de terremoto, por lo tanto grandes longitudes de onda. Sin embargo, el espectro de *Hayes et al.* (2014) posee escalas de terremoto más cortas, por lo que su espectro posee más energía distribuida a números de onda más altos. Esto es lo que motiva, por ejemplo, a *Pulido et al.* (2015) a incorporar el término carente de alta frecuencia en el espectro resultante del deslizamiento obtenido del acoplamiento intersísmico, para poder simular pequeñas asperezas con longitudes de onda más cortas.

Debido a que los resultados de la validación del método, sección 3.1, muestran que el mejor modelo teórico para generar campos espaciales de deslizamiento estocástico es el modelo de von Kármán, se extrae la potencia del espectro normalizado del deslizamiento esperado en la Zona 2 en las direcciones down-dip y along-strike y se ajusta a este decaimiento espectral dicha función de correlación.

La Figura 3.12 muestra en rojo el decaimiento espectral de la Zona 2 y en colores los diferentes decaimientos espectrales teóricos para distintos largos de correlación a_x y a_y y exponente de Hurst H que minimizan el error conjunto.

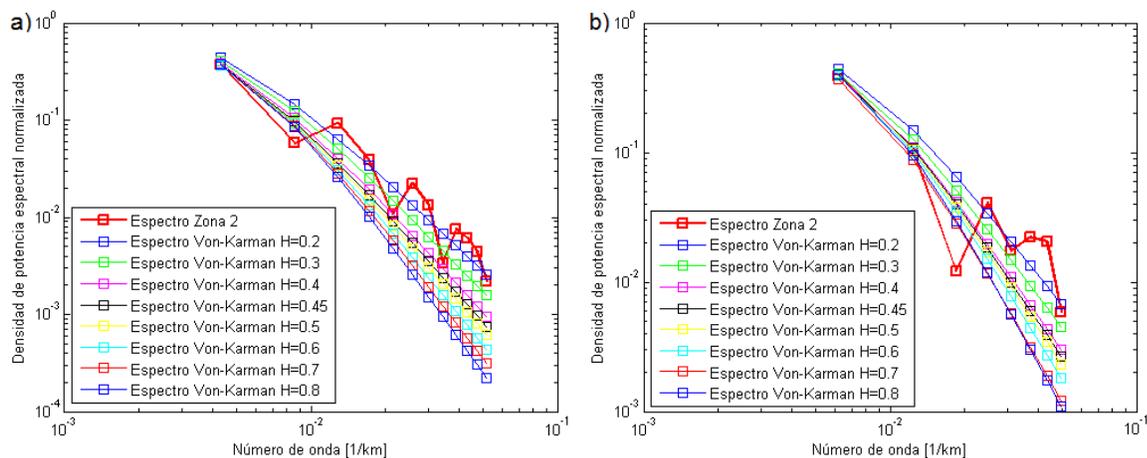


Figura 3.12: Ajuste de la función de correlación von Kármán (en colores para distintos valores del número de Hurst) al decaimiento espectral del deslizamiento esperado en la Zona 2 (en rojo) en las direcciones a)down-dip y b)along-strike.

En la Tabla 3.2 se pueden apreciar los mejores largos de correlación y exponente de Hurst que minimizan el error conjunto en las direcciones down-dip y along-strike.

Tabla 3.2: Mejores largos de correlación a_x y a_y y exponente de Hurst H que minimizan el error conjunto para la Zona 2.

| Función de correlación | error conjunto | a_x [km] | a_y [km] | H |
|------------------------|----------------|------------|------------|------|
| von Kármán | 0.0423 | 231 | 160 | 0.1 |
| von Kármán | 0.0302 | 231 | 160 | 0.2 |
| von Kármán | 0.0213 | 231 | 160 | 0.3 |
| von Kármán | 0.0177 | 231 | 158.8 | 0.4 |
| von Kármán | 0.0174 | 231 | 154.6 | 0.45 |
| von Kármán | 0.0176 | 227 | 150.8 | 0.5 |
| von Kármán | 0.0179 | 216.6 | 143.8 | 0.6 |
| von Kármán | 0.0184 | 207.4 | 137.8 | 0.7 |
| von Kármán | 0.0188 | 199.4 | 132.4 | 0.8 |
| von Kármán | 0.0193 | 192.4 | 127.6 | 0.9 |

Los parámetros para la función de von Kármán que obtienen el menor error conjunto corresponden a $a_x = 231$ [km], $a_y = 154.6$ [km] y $H = 0.45$, con un error conjunto igual a 0.0174. Estos parámetros son usados para la construcción del campo aleatorio espacial mediante el método integral de Fourier, en donde la amplitud del espectro es el espectro teórico de von Kármán con los parámetros anteriormente descritos y la fase es generada mediante el *Método de Variación de Fase*, ecuación 2.2.5. Luego, se aplica la IFFT 2-dimensional a la matriz de coeficientes de Fourier complejos para transformarla al dominio espacial.

Para realizar el escalamiento no lineal se utiliza nuevamente la transformación de Box-Cox. La búsqueda del mejor parámetro de transformación de potencia se encuentra maximizando el coeficiente de correlación lineal entre los valores del deslizamiento esperado de la Zona 2 transformados a normales y una variable normal estándar. La Figura 3.13 muestra dicha búsqueda. Se puede apreciar en esta imagen que el mejor parámetro de transformación de potencia λ_b es igual a -0.6, con un coeficiente de correlación igual a 0.9806. Sin embargo, al realizar la transformación inversa de Box-Cox con dicho valor no se obtienen buenos resultados de deslizamiento estocásticos.

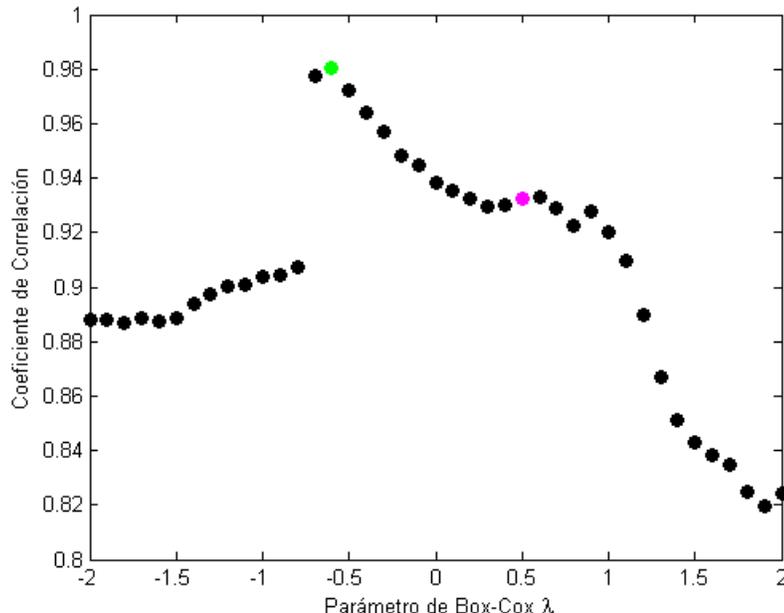


Figura 3.13: Búsqueda del parámetro λ_b para aplicar la transformación inversa de Box-Cox a los valores del deslizamiento esperado en la Zona 2 transformados a normales. El círculo en verde corresponde a $\lambda_b = -0.6$ y el círculo en magenta corresponde a $\lambda_b = 0.5$, valor finalmente utilizado.

Debido a lo anterior, se utiliza de igual forma la transformación de Box-Cox, pero se realiza una búsqueda del mejor parámetro de transformación con base en los resultados obtenidos de deslizamiento estocástico al utilizar distintos valores de λ_b , Figura 3.14. Se utilizaron valores de prueba de λ_b desde -2 a 2, tal como lo hace *Goda et al., 2014*, sin embargo, los valores de λ_b que entregan resultados concordantes están entre -0.5 y 0.5.

Es claro, a partir de la Figura 3.14, que los valores negativos de λ_b no producen los resultados esperados, tanto en distribución espacial como en los valores de deslizamiento alcanzados, llegando a una realización de deslizamiento muy concentrada y con un valor de deslizamiento de 900 [m] para $\lambda_b = -0.5$, lo cual es absolutamente no realista. Sin embargo, a medida que λ_b va tomando valores positivos, las realizaciones de deslizamiento estocástico se van asemejando más al deslizamiento original. Así, finalmente se decide utilizar para todas las realizaciones estocásticas el valor de $\lambda_b = 0.5$, debido a que este valor entrega una distribución espacial y valores de deslizamiento alcanzados que tienen una mayor relación con el deslizamiento esperado en la Zona 2 que se quiere reproducir.

Por otro lado, es necesario asegurar que todas las realizaciones de deslizamiento estocástico reproducen el momento sísmico original de la Zona 2, el cual es igual a $M_o^{Zona2} = 4.1523 \times 10^{21}$ [Nm]. Por esto, todas las realizaciones de deslizamiento estocástico resultantes son multiplicadas por el factor $\kappa = \frac{4.1523 \times 10^{28}}{M_o^{estocastico}}$.

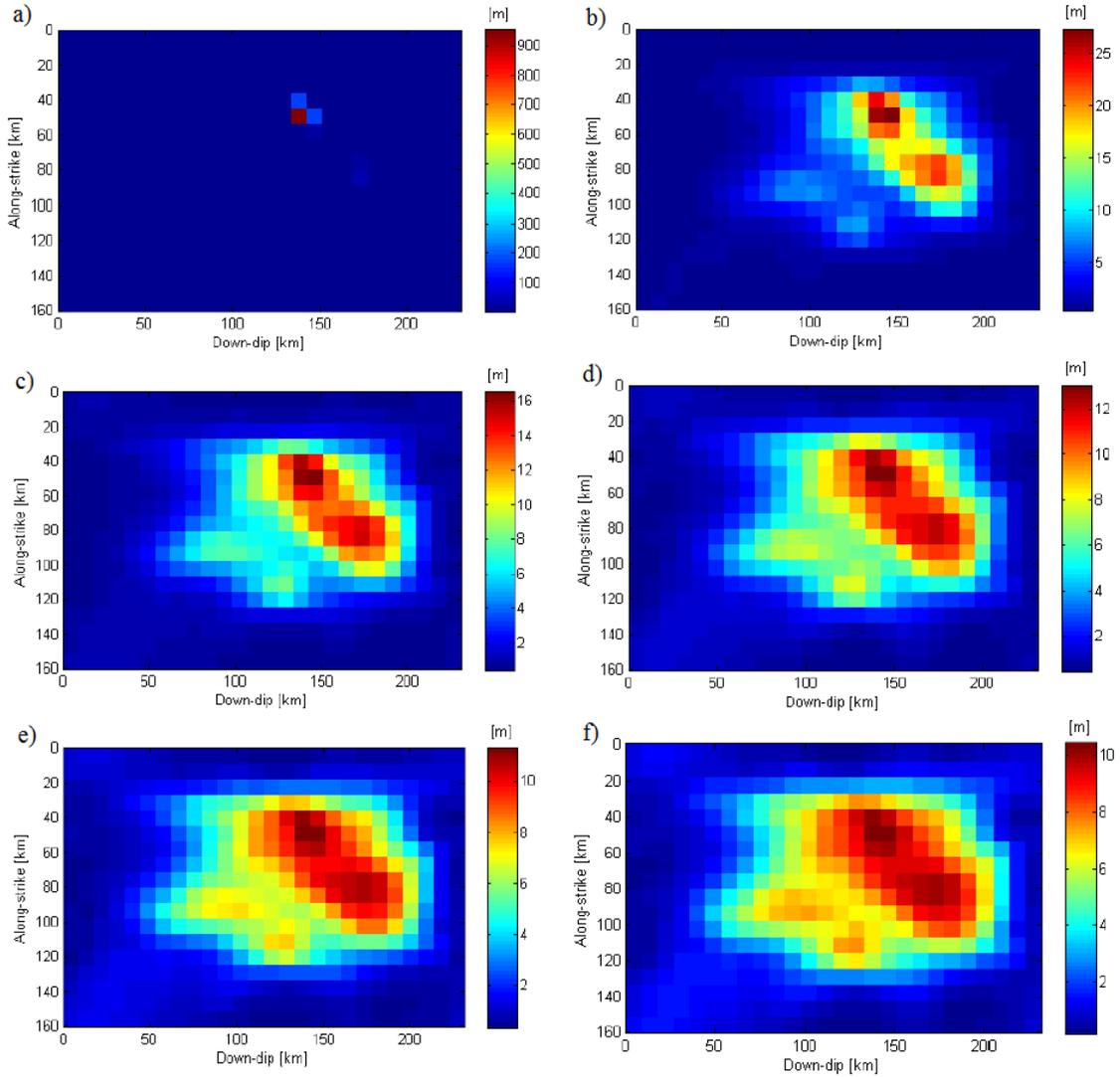


Figura 3.14: Deslizamientos estocásticos resultantes aplicando la transformación inversa de Box-Cox con a) $\lambda_b = -0.5$, b) $\lambda_b = -0.3$, c) $\lambda_b = -0.1$, d) $\lambda_b = 0.1$, e) $\lambda_b = 0.3$ y f) $\lambda_b = 0.5$.

Finalmente, fueron generados 100 modelos de deslizamiento estocástico para la Zona 2, debido a que en términos computacionales generar 100 deslizamientos estocásticos no es costoso, sin embargo, su propagación sí lo es. En la sección 4.5 se realiza un análisis para estimar el número óptimo de escenarios requeridos para disminuir la variabilidad en los resultados.

La Figura 3.15 muestra 4 de las 100 realizaciones de deslizamiento estocástico, en donde se observa cómo estas realizaciones tienen una gran relación con el deslizamiento esperado en la Zona 2, sin embargo, a su vez varían espacialmente con respecto a este.

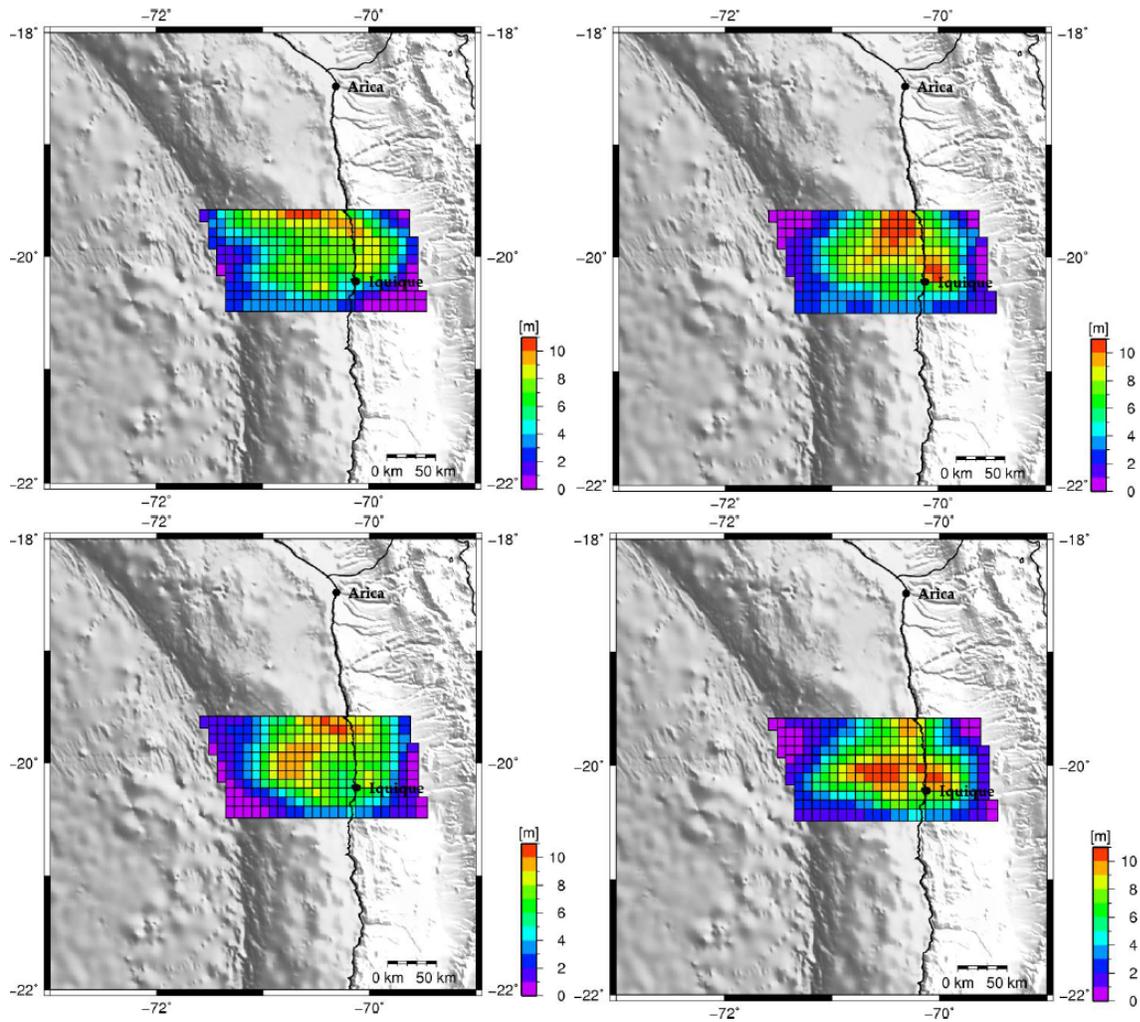


Figura 3.15: 4 de los 100 modelos de deslizamiento estocástico generados para la Zona 2. Realizaciones 3, 14, 61 y 100, de izquierda a derecha y de arriba a abajo, respectivamente.

A continuación, y por el espacio que demanda mostrar 100 deslizamientos estocásticos, con el objetivo de resumir la información se ingresan a cada punto de la falla las 100 realizaciones de deslizamiento estocástico generados y se calcula su promedio y desviación estándar espacial. Las Figuras 3.16 y 3.17 muestran el promedio y la desviación estándar espacial, respectivamente, de las 100 realizaciones de deslizamiento estocástico.

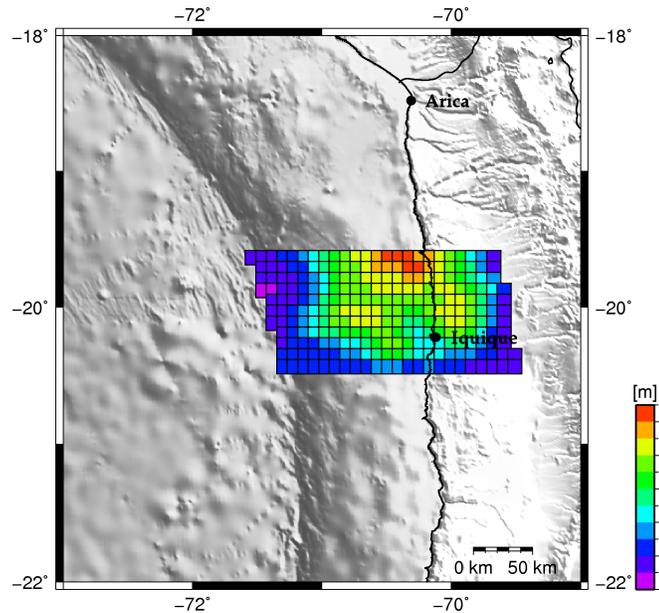


Figura 3.16: Promedio espacial de las 100 realizaciones de deslizamiento estocástico.

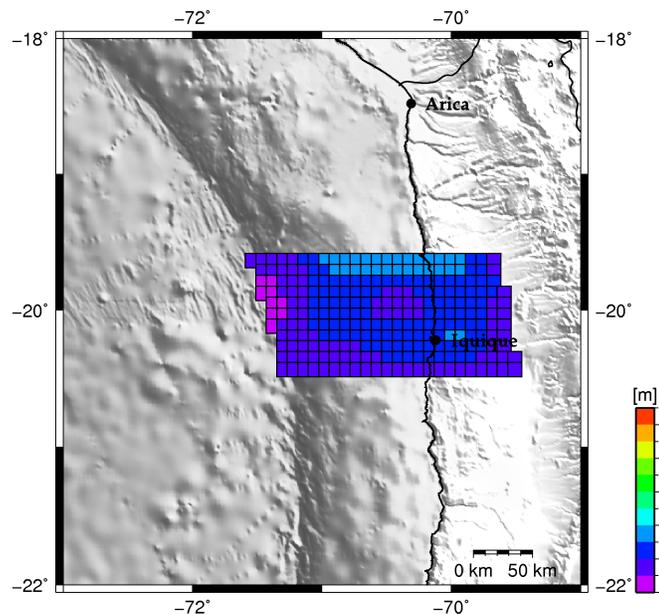


Figura 3.17: Desviación estándar espacial de las 100 realizaciones de deslizamiento estocástico.

El promedio espacial de las 100 realizaciones estocásticas se acerca bastante al deslizamiento original esperado en la Zona 2, aunque con un pico que llega a los 11 [m] en la mitad de la matriz, alrededor de los 19.5° en latitud. La desviación estándar espacial de las 100 realizaciones estocásticas corrobora lo anterior, con valores bastante bajos en cuanto a la distribución de los deslizamientos respecto al valor central de la correspondiente subfalla, lo que indica una baja variabilidad de los resultados. Esta variabilidad va desde 0 hasta 1 [m] con respecto al valor central en el límite up-dip y los resultados estocásticos no generan demasiados escenarios en los que se incluyan asperezas en esta zona. La variabilidad en los deslizamientos estocásticos aumenta hasta incluso 4 [m] con respecto al promedio hacia la zona central de la falla, que es precisamente donde se quiere que exista una mayor variación en los resultados.

3.3. Inundación y variabilidad esperada del tsunami

Como solución adicional a las realizaciones de deslizamiento estocástico, en esta sección se analiza el efecto de los diferentes modelos de deslizamiento generados en el comportamiento del tsunami, tanto en la costa como en la inundación producida tierra adentro. En la sección 3.3.1 se observa el comportamiento del tsunami en la costa mediante los mareógrafos virtuales ubicados en los puertos de Arica e Iquique y en la sección 3.3.2 se analiza el efecto en la inundación para la ciudad de Iquique, en la grilla más fina de resolución 10 [m].

3.3.1. Análisis de los mareógrafos

Para una previa visualización de la amplitud y el comportamiento que tiene el tsunami en la costa antes que se genere la inundación, fueron ubicados mareógrafos virtuales en los puertos de Arica e Iquique, cuya posición está descrita en la Tabla 2.3. Las Figuras 3.18 y 3.19 muestran los 100 mareógrafos virtuales y la mediana para los puertos de Arica e Iquique, respectivamente, durante las 4 horas de simulación del tsunami.

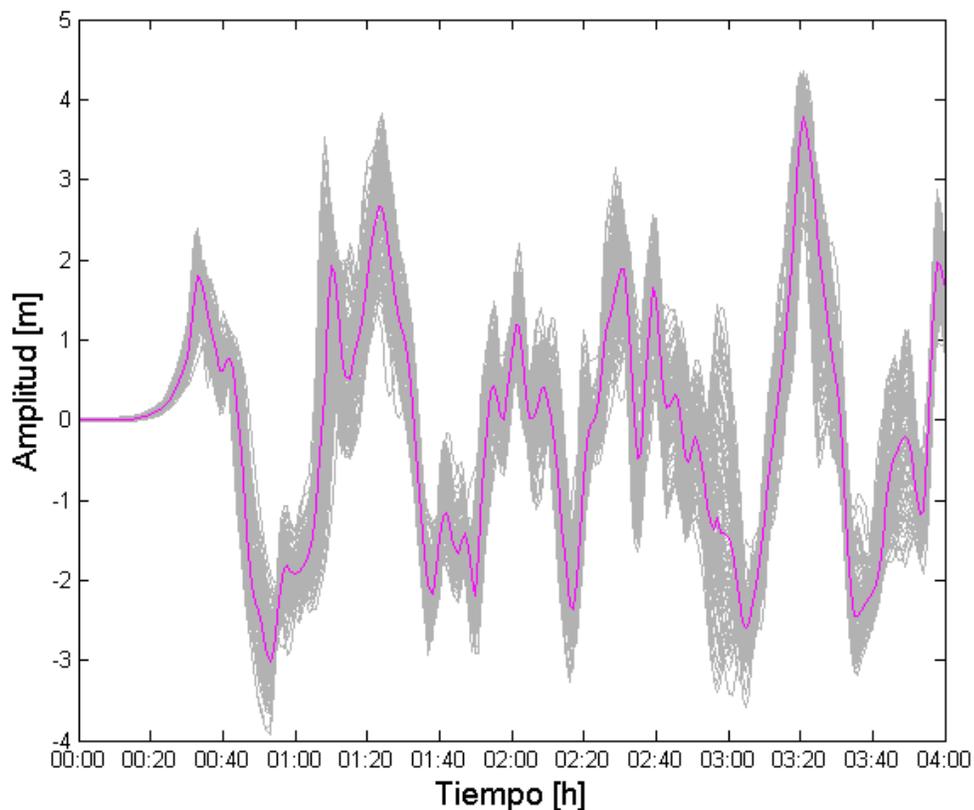


Figura 3.18: Amplitud del tsunami en la costa generada por los 100 modelos de deslizamiento estocástico (en gris) y mediana (en magenta) para la ciudad de Arica.

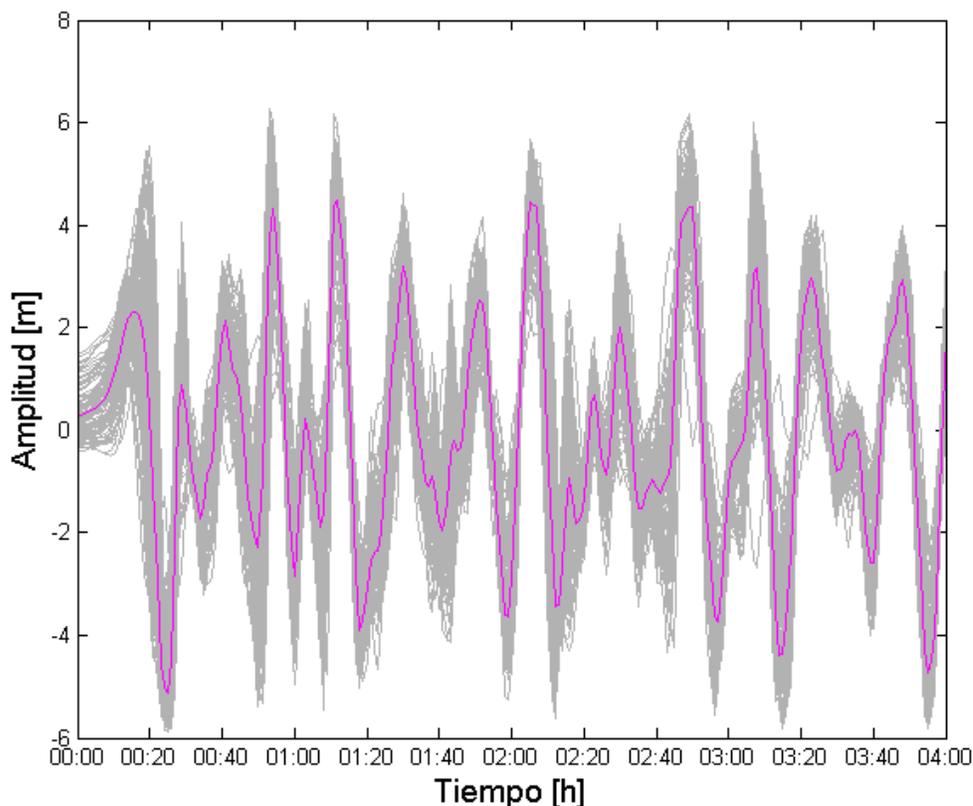


Figura 3.19: Amplitud del tsunami en la costa generada por los 100 modelos de deslizamiento estocástico (en gris) y mediana (en magenta) para la ciudad de Iquique.

Es posible sacar algunas conclusiones de la evolución temporal y del comportamiento del tsunami en la costa a partir de la modelación de los 100 escenarios de deslizamiento estocástico en la Zona 2. En general, el tsunami tiene la misma forma en todas las simulaciones realizadas, a pesar de la heterogeneidad espacial de los 100 deslizamientos estocásticos. Para ambas localidades los mareógrafos virtuales muestran que existe un alzamiento en la primera onda de tsunami y luego, una serie de oscilaciones reproducidas por todos los mareógrafos virtuales.

Para Arica, todas las simulaciones coinciden en que el tsunami llega a la costa a los 20 minutos de generado el rompimiento, que el tsunami tiene un periodo aproximado de 50 minutos y que, como varios estudios lo han probado, la primera onda de tsunami no es la que tiene la mayor amplitud. Para el puerto de Arica la quinta onda de tsunami es la que alcanza una mayor amplitud igual a 4 [m], pasados 3 horas y 20 minutos. La diferencia entre la amplitud máxima y mínima predichas por los diferentes modelos es de 1 [m], aproximadamente.

Para Iquique el escenario es un poco diferente. El desplazamiento cosísmico que sufre el fondo marino genera una amplitud inicial del tsunami en la costa prácticamente al instante, apenas se genera el rompimiento. En este caso, los 100 mareógrafos virtuales discrepan en la amplitud del primer alzamiento y algunos predicen que tendría una amplitud de 1.8 [m] y otros que habría un pequeño descenso en el nivel del mar en los primeros minutos. La primera onda de tsunami alcanza entre los 2 [m] y los 5 [m] a los 15 minutos, seguida por un descenso de gran amplitud en el nivel del mar a los 25 minutos. El tsunami tendría un periodo aproximado de 10-20 minutos y las ondas sucesivas mantienen una amplitud cercana a los 6 [m] incluso pasados las 2 horas y 40 minutos. El tsunami disminuye su amplitud a ondas cercanas a los 3 [m] pasados 3 horas y 20 minutos. Aquí la diferencia entre la amplitud máxima y mínima predichas por los diferentes modelos es de 2 [m], aproximadamente.

3.3.2. Efecto en la inundación para la ciudad de Iquique

Se generaron 100 mapas de profundidad de inundación individuales para la grilla anidada de resolución más fina, igual a 10 [m], en la ciudad de Iquique. Los mapas de inundación se generan a partir de la amplitud máxima registrada en todos los puntos de la grilla de nivel 4, y la inundación en la costa se determina usando la condición de frontera móvil. Esta inundación representa la máxima altura del tsunami sobre superficie seca referida al nivel medio del mar. Cabe mencionar que en la simulación no se consideran los factores hidrodinámicos asociados a la disipación de la energía del tsunami al llegar a la costa, debido a construcciones civiles tales como muelles, edificios, casas u otras obras, sólo se simula la rugosidad del terreno que se impone al flujo que inunda utilizando el parámetro de Manning, que en este trabajo equivale a $n = 0.010$. Este valor representa superficies con cemento pulcro o metal liso según *Linsley and Franzini (1979)*, por lo que no se considera algún obstáculo que se oponga al avance de la onda de tsunami. Además, los mapas de inundación se construyeron considerando el caso sin marea, por lo que en el caso que hubiera marea alta la inundación sería mucho más alta.

Con el objetivo de reducir la información de una manera práctica y significativa, y puesto que por el espacio demandante no es posible mostrar los 100 mapas de inundación generados, se analizan las 100 inundaciones obtenidas para cada punto de la grilla y se muestra a continuación la inundación mínima, Figura 3.20, la inundación máxima, Figura 3.21, el promedio de la inundación, Figura 3.22, y la desviación estándar de la inundación, Figura 3.23, obtenidos en cada nodo de la topografía en la costa.

Cabe mencionar que los mapas de profundidad de inundación mínima y máxima obtenida en cada celda corresponden a valores estadísticos que permiten visualizar de mejor forma los resultados y no son el escenario de menor y mayor inundación.

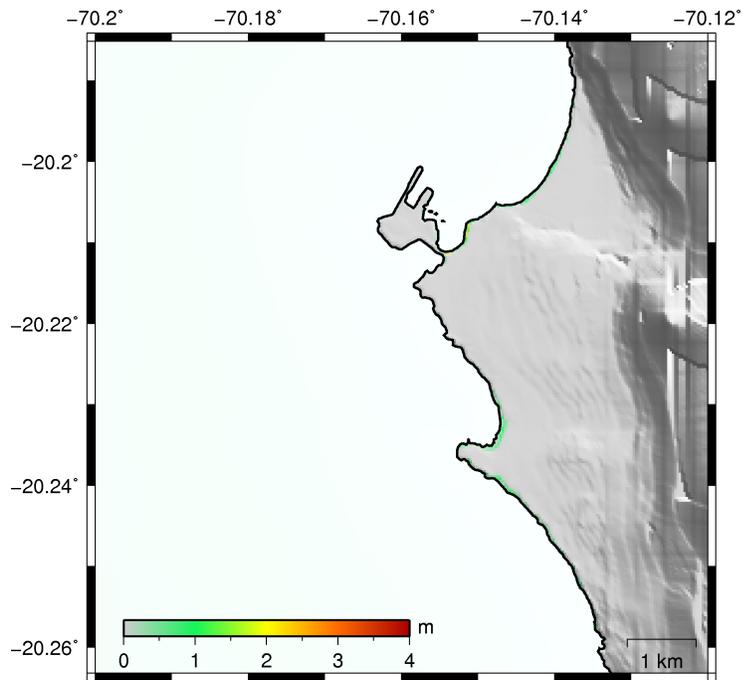


Figura 3.20: Mínimo de la profundidad de inundación obtenido en cada celda para la ciudad de Iquique a partir de los 100 mapas de inundación.

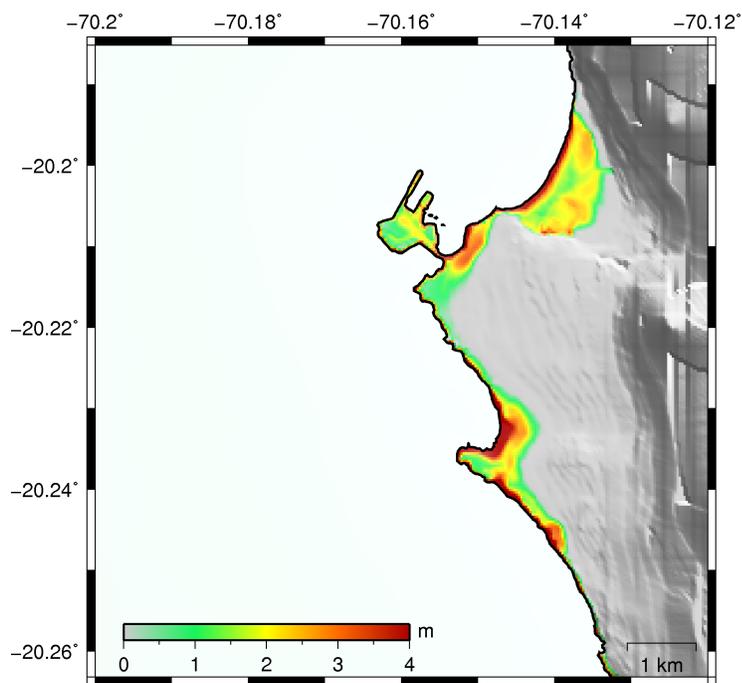


Figura 3.21: Máximo de la profundidad de inundación obtenido en cada celda para la ciudad de Iquique a partir de los 100 mapas de inundación.

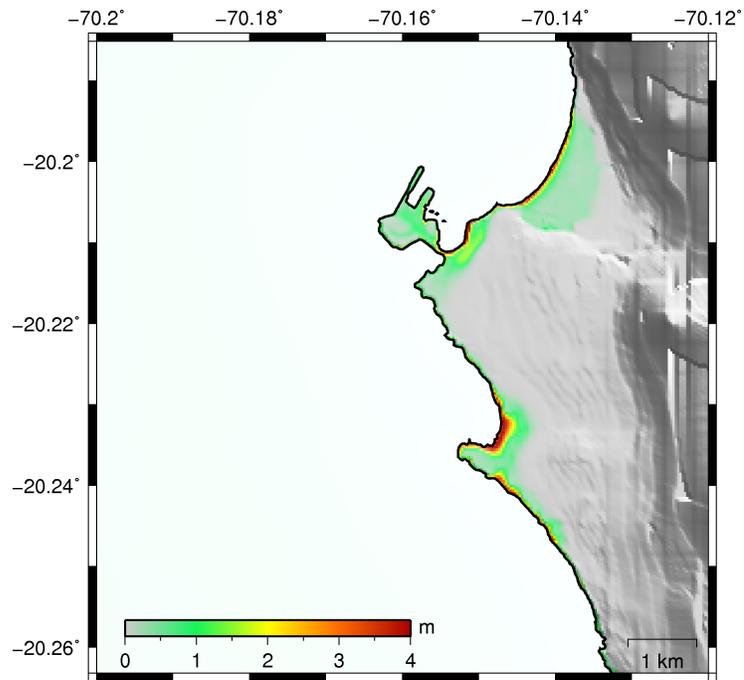


Figura 3.22: Promedio de la profundidad de inundación obtenido en cada celda para la ciudad de Iquique a partir de los 100 mapas de inundación.

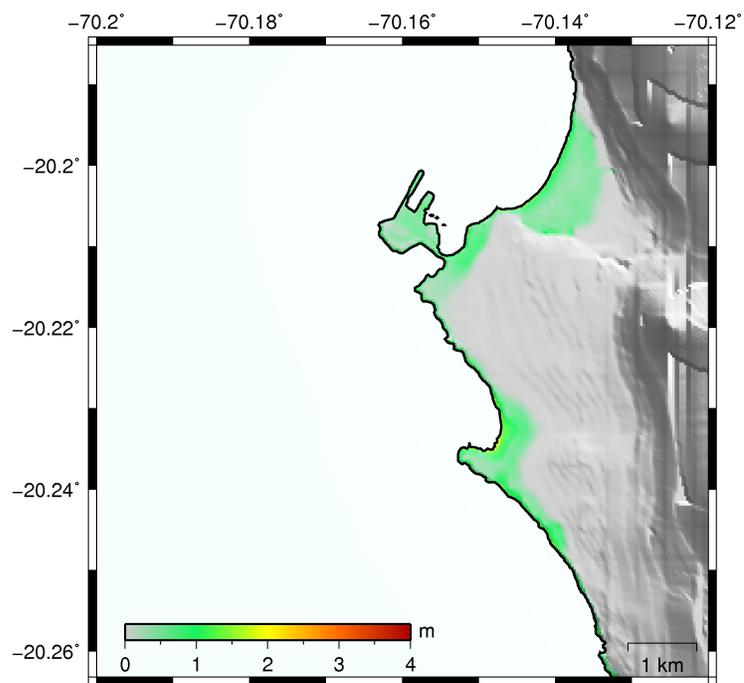


Figura 3.23: Desviación estándar de la profundidad de inundación obtenido en cada celda para la ciudad de Iquique a partir de los 100 mapas de inundación.

Es posible observar en las Figuras 3.20 y 3.21 la gran diferencia que existe entre la mínima y la máxima inundación obtenida en cada celda. Esto implica que al propagar los 100 modelos de deslizamiento estocástico, existe un escenario que predice que la inundación será de 0 [m] y otro escenario que predice que la inundación será de 4 [m] para un mismo punto. Lo anterior evidencia la gran variabilidad que existe en la inundación, aún si se propagan escenarios que tienen igual momento sísmico. Esta variabilidad es posible de estimar mediante la aplicación de la metodología desarrollada en este trabajo y la generación de un número óptimo de escenarios estocásticos basados en las propiedades espectrales del deslizamiento esperado en un determinado lugar.

El promedio de la profundidad de inundación, Figura 3.22, permite identificar una zona a lo largo de toda la costa que es altamente inundable. La región alrededor de los 20.235° es inundada en la mayoría de los casos, con valores cercanos a los 4 [m], por lo que es una zona identificada con un potencial peligro. Por otro lado, la desviación estándar de la profundidad de inundación, Figura 3.23, muestra que dicha zona a lo largo de toda la costa tiene una variación esperada de 1 [m] con respecto al promedio.

Capítulo 4

DISCUSIÓN

En el presente capítulo se discutirá en profundidad los temas más relevantes que dieron lugar a la metodología propuesta, la cual genera deslizamientos estocásticos basados en mediciones geofísicas. En la sección 4.1 se discutirán los hitos más importantes de la metodología propuesta. Luego, en la sección 4.2 se analizará la sensibilidad de los deslizamientos estocásticos al parámetro α , utilizado en la principal innovación de este trabajo: el Método de Variación de Fase. A continuación, en la sección 4.3 se discutirá el comportamiento del tsunami en la costa causado por cada uno de estos modelos de deslizamiento generados. Más tarde, en la sección 4.4 se analizará la inundación alcanzada por el tsunami tierra adentro y por último, en las secciones 4.5 y 4.6 se discutirá el número de escenarios óptimos que permite disminuir la incertidumbre y la representatividad física en los deslizamientos estocásticos dependiendo la elección de la fase aleatoria, respectivamente.

4.1. Incorporación de restricciones geológicas en deslizamientos estocásticos

Una de las etapas más relevantes de este trabajo corresponde al desarrollo de una metodología que incorpora restricciones geológicas a las realizaciones de deslizamiento estocástico. En este sentido, es una gran ventaja contar con un método que utiliza como entrada las mediciones GPS de acoplamiento intersísmico y de esta forma, obtener resultados más acordes a la realidad y a la física del problema. El método, además, es capaz de reproducir espacialmente pequeñas asperezas, como la solución de falla finita invertida propuesta por *Hayes et al.* (2014) del terremoto del 1 de abril de 2014 en Iquique Mw 8.1, y grandes asperezas, como las del deslizamiento esperado en la Zona 2 Mw 8.4, propuesto por *Métois et al.* (2013).

En cuanto al escalamiento no lineal de la nueva metodología propuesta, la transformación de Box-Cox es útil en la etapa de validación del método para transformar a normales los datos de deslizamiento cosísmico del terremoto del 1 de abril de 2014, maximizando el coeficiente de correlación lineal entre la variable transformada y una variable normal estándar. Sin embargo, al utilizar la transformación de Box-Cox en el deslizamiento esperado de la Zona 2, el parámetro $\lambda_b = -0.6$, el cual entrega la mejor correlación lineal entre los datos transformados a normales con la variable normal estándar, no produce buenos resultados para la realización del deslizamiento estocástico. En efecto, ni siquiera es posible realizar la transformación. Esto podría deberse a que los datos de deslizamiento esperado de la Zona 2 no pueden ser transformados a normales, ya que son altamente no normales, o que dicha transformación no es la adecuada para datos provenientes de acoplamiento intersísmico y es necesario realizar pruebas con otras funciones.

Por otro lado, dependiendo de la distribución de deslizamiento que se tenga es recomendable probar con distintos *tapering*. Por ejemplo, si la aspereza está ubicada en el centro, como era el caso en este trabajo, se recomienda agregar en los bordes filas y columnas en donde el deslizamiento disminuya a cero, sin embargo, se puede utilizar una imagen espejo en los bordes de una falla que tenga grandes valores de deslizamiento en el límite up-dip o también realizar pruebas sin utilizar *tapering*. Es primordial tener en cuenta que realizar *tapering* cambia las características espectrales del modelo de deslizamiento.

Respecto a la reproducción espacial de la aspereza, la investigación de *Goda et al.* (2014), en la cual está basado este trabajo, modifica la distribución de deslizamiento sintético generado para que tenga valores con estadísticas similares al deslizamiento original. Para esto, es necesario una serie de requisitos como:

- Es necesaria la identificación de la aspereza, definida como un conjunto de subfallas que tienen valores de deslizamiento mayores que un valor umbral, fijado como tres veces el deslizamiento promedio.
- El rectángulo de aspereza de la distribución sintética es especificada como fracciones del largo y ancho de la falla, mientras que la concentración de deslizamiento alrededor de la aspereza se especifica como un porcentaje de deslizamiento dentro del rectángulo de aspereza con respecto a la suma total del deslizamiento sobre el plano de falla. Típicamente, las fracciones de longitud y ancho de falla adecuados son de 0,35 a 0,45 y de 0,25 a 0,35, respectivamente, y el porcentaje de concentración de deslizamiento es del 30 % al 40 %.

Para satisfacer estos requisitos, son generados cientos de campos aleatorios a partir del mismo conjunto de parámetros hasta que la aspereza del campo sintetizado cae dentro de la zona designada como aspereza y su concentración espacial satisface los criterios antes mencionados. Si adoptábamos esta metodología, la aspereza debía cumplir demasiados criterios un tanto subjetivos, y eran necesarias miles de realizaciones hasta que 100 de ellas cumplieran los requisitos.

En este punto, la principal innovación de este trabajo consiste en que la reproducción espacial de la aspereza depende sólo de un parámetro: α , que controla la variabilidad en la distribución de deslizamiento estocástico. Este parámetro modifica la fase, necesaria para la construcción de los coeficientes de Fourier complejos, de la forma que se quiera, es decir, un valor pequeño de α modifica en menor grado los resultados de deslizamiento estocástico y viceversa.

A continuación, en la sección 4.2 se realiza un análisis de sensibilidad para observar el efecto de la elección del parámetro α en las realizaciones de deslizamiento estocástico.

4.2. Sensibilidad de los deslizamientos estocásticos al parámetro α

Con el fin de poder observar y realizar la elección del mejor valor del parámetro α de forma cualitativa, fueron generados 500 escenarios de deslizamiento estocástico con cada uno de los siguientes valores: $\alpha = \pi/3$, $\alpha = \pi/4$, $\alpha = \pi/5$, $\alpha = \pi/6$ y $\alpha = \pi/7$. Para poder analizar los resultados de una mejor manera y escoger un valor óptimo de α , se calculó el promedio y la desviación estándar de los 500 escenarios de deslizamiento estocásticos generados con cada uno de los valores anteriormente descritos. Las Figuras 4.1 y 4.2 muestran el promedio y la desviación estándar espacial obtenidos de las 500 realizaciones de deslizamiento estocástico para cada uno de los casos en estudio.

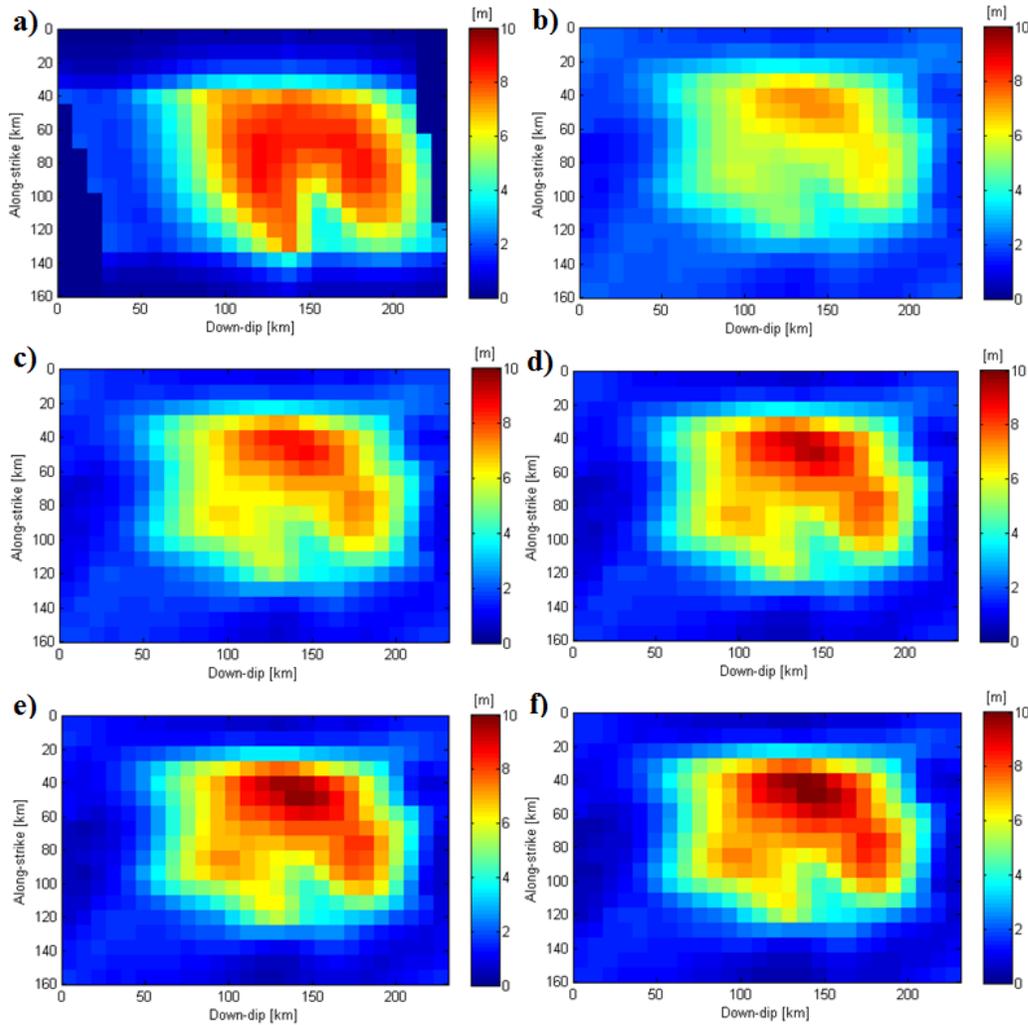


Figura 4.1: a) Deslizamiento esperado en la Zona 2. Promedio espacial de los 500 escenarios de deslizamiento estocástico con b) $\alpha = \pi/3$, c) $\alpha = \pi/4$, d) $\alpha = \pi/5$, e) $\alpha = \pi/6$ y f) $\alpha = \pi/7$.

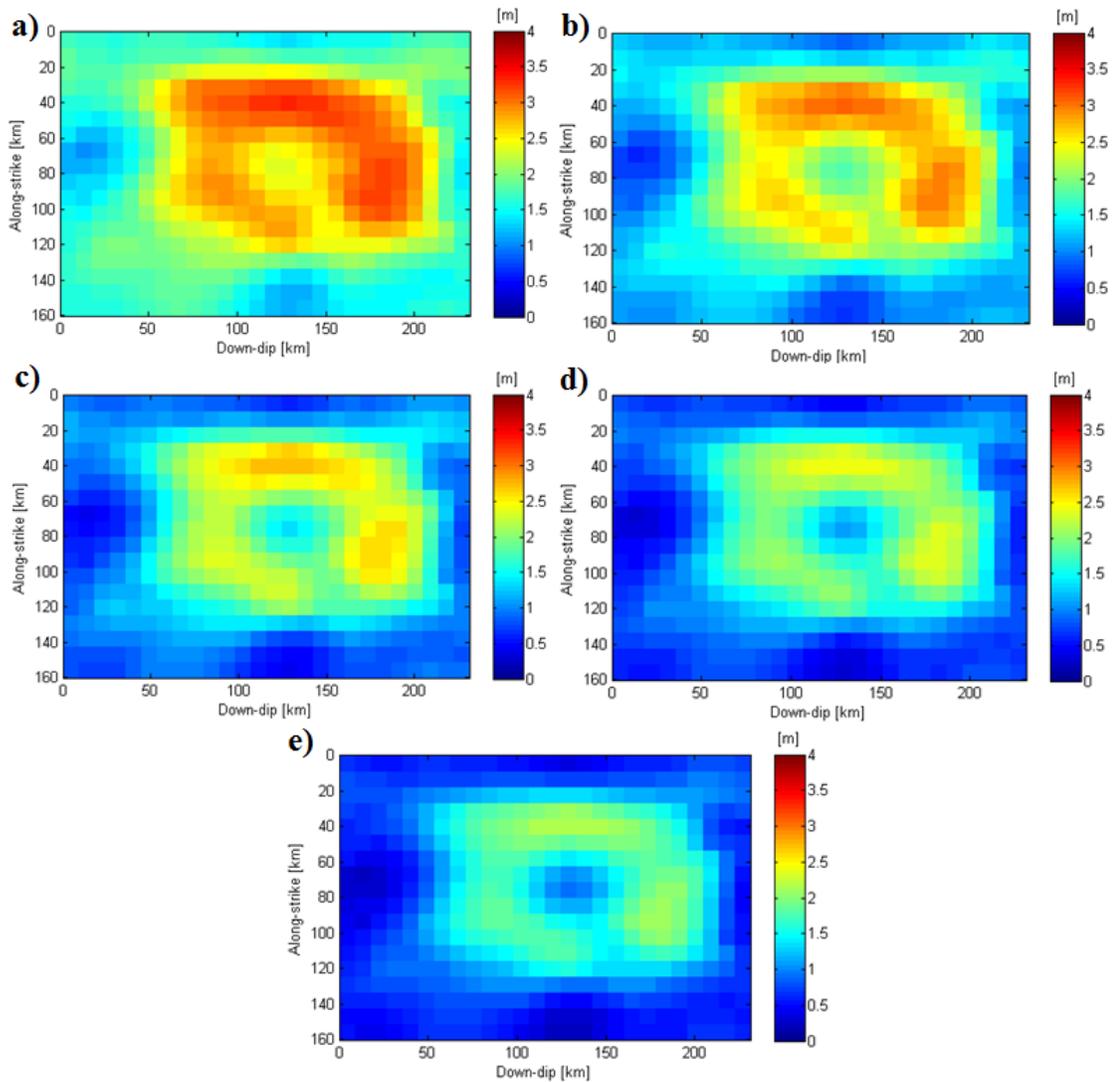


Figura 4.2: Desviación estándar espacial de los 500 escenarios de deslizamiento estocástico con a) $\alpha = \pi/3$, b) $\alpha = \pi/4$, c) $\alpha = \pi/5$, d) $\alpha = \pi/6$ y e) $\alpha = \pi/7$.

Con el propósito de poder realizar una comparación entre el deslizamiento original y los resultados estocásticos la Figura 4.1a) muestra el deslizamiento original esperado en la Zona 2. Es posible observar como la aspereza real ocupa gran parte de falla, con valores de deslizamientos cercanos a 8 [m]. Las siguientes imágenes de la Figura 4.1 muestran como a medida que se utiliza un valor más pequeño de α se obtienen en promedio valores de deslizamiento más altos, cercanos incluso a 10 [m] y una aspereza mucho más marcada para los valores $\alpha = \pi/6$ y $\alpha = \pi/7$, tal como se puede apreciar en las Figuras 4.1e) y 4.1f), respectivamente.

Por otro lado, si se utiliza el valor de $\alpha = \pi/3$, cuyos resultados se pueden observar en la Figura 4.1b), se obtienen valores de deslizamiento que sólo alcanzan los 7 [m] en promedio y una aspereza más bien homogénea.

Como el principal fin de la metodología propuesta en este trabajo es permitir el reconocimiento de la estructura de la placa y recuperar en promedio el deslizamiento original si se consideran todos los deslizamientos estocásticos, pero además teniendo escenarios individuales que aleatoriamente tengan configuraciones incluso muy distintas a la original, se tiene que $\alpha = \pi/5$, cuyo promedio espacial de los 500 escenarios se muestra en la Figura 4.1d), es un valor intermedio que alcanza en promedio valores de deslizamiento que guardan una mayor relación con el deslizamiento original. Dichos valores promedio no son homogéneos y bajos como es el caso de $\alpha = \pi/3$ ni con una aspereza demasiado marcada, como es el caso de $\alpha = \pi/7$.

En adición, la Figura 4.2 muestra la desviación estándar de los 500 escenarios de deslizamiento estocásticos generados con los 5 valores de α utilizados en el análisis de sensibilidad. Como era de esperar, se puede apreciar como a medida que se utiliza un valor más pequeño de α la dispersión en los valores de las realizaciones de deslizamiento estocástico va disminuyendo y los resultados se encuentran dominados por el acoplamiento intersísmico. Así, un valor de $\alpha = \pi/7$ entrega resultados demasiado uniformes para los requerimientos de este trabajo y valores como $\alpha = \pi/3$ y $\alpha = \pi/4$ entregan demasiada variación en las realizaciones estocásticas.

Se concluye entonces, a partir del análisis cualitativo de los resultados, que $\alpha = \pi/5$ entrega la variabilidad deseada, siendo un valor intermedio que permite la aleatoriedad suficiente y óptima en los resultados.

4.3. Comportamiento del tsunami en la costa

Si se analiza más detenidamente el arribo de las ondas de tsunami a la ciudad de Iquique, los 100 mareógrafos virtuales ubicados en el puerto de Iquique, Figura 3.19, muestran que la forma del tsunami en la costa es la misma, y a simple vista no existe una gran diferencia en amplitud entre los distintos escenarios modelados. Sin embargo, existen pequeñas diferencias que en términos de evacuación por tsunamis se tornan relevantes. En este punto es importante considerar, por ejemplo, la onda de tsunami que arriba primero o la amplitud que alcanza la primera ola, o la mayor amplitud alcanzada pasadas varias horas en la simulación del tsunami.

La Figura 4.3 muestra las principales diferencias que producen los 100 escenarios de deslizamiento estocástico modelados, en la amplitud del tsunami en la costa durante las primeras 2 horas de simulación para la ciudad de Iquique, a pesar que el momento sísmico liberado es el mismo en todos los escenarios. En general, el desplazamiento cosísmico inicial de todos los escenarios genera una amplitud del tsunami en la costa prácticamente al instante. Sin embargo, el escenario 95, en color verde en la Figura 4.3, es el que predice la mayor amplitud al momento de iniciado el tsunami, con un ascenso del nivel del mar igual a 1.5 [m]. A pesar de ser el escenario con la mayor amplitud en el minuto 0, más tarde no es el escenario que alcanza las mayores amplitudes en las olas sucesivas.

Es necesario mencionar que la amplitud en la costa al minuto 0 depende netamente de la configuración espacial del deslizamiento y si el mareógrafo virtual está ubicado en una zona de levantamiento o subsidencia. Esta amplitud corresponde a un cambio de nivel y a una corrección que hacen los modelos de simulación de tsunamis para reconocer la deformación que está sufriendo el fondo marino. Lo anterior demuestra el efecto que poseen las distintas distribuciones de deslizamientos y la variabilidad entre levantamientos y subsidencias que se tienen, lo que permite evidenciar que el método es capaz de incorporar todas estas posibles variaciones.

Por otro lado, sólo unos pocos escenarios predicen que existe una disminución en el nivel del mar en la primera onda de tsunami. En su mayoría los escenarios modelados predicen un alzamiento paulatino del nivel del mar. El escenario 11, en color negro en la Figura 4.3, predice la mayor disminución en el nivel del mar, con un valle que alcanza -0.5 [m]. Esto es de vital importancia para la mitigación del riesgo por tsunami, ya que un descenso del nivel del mar en los modelos predictivos de tsunami no puede ser usado como un indicador fidedigno de la llegada de un tsunami.

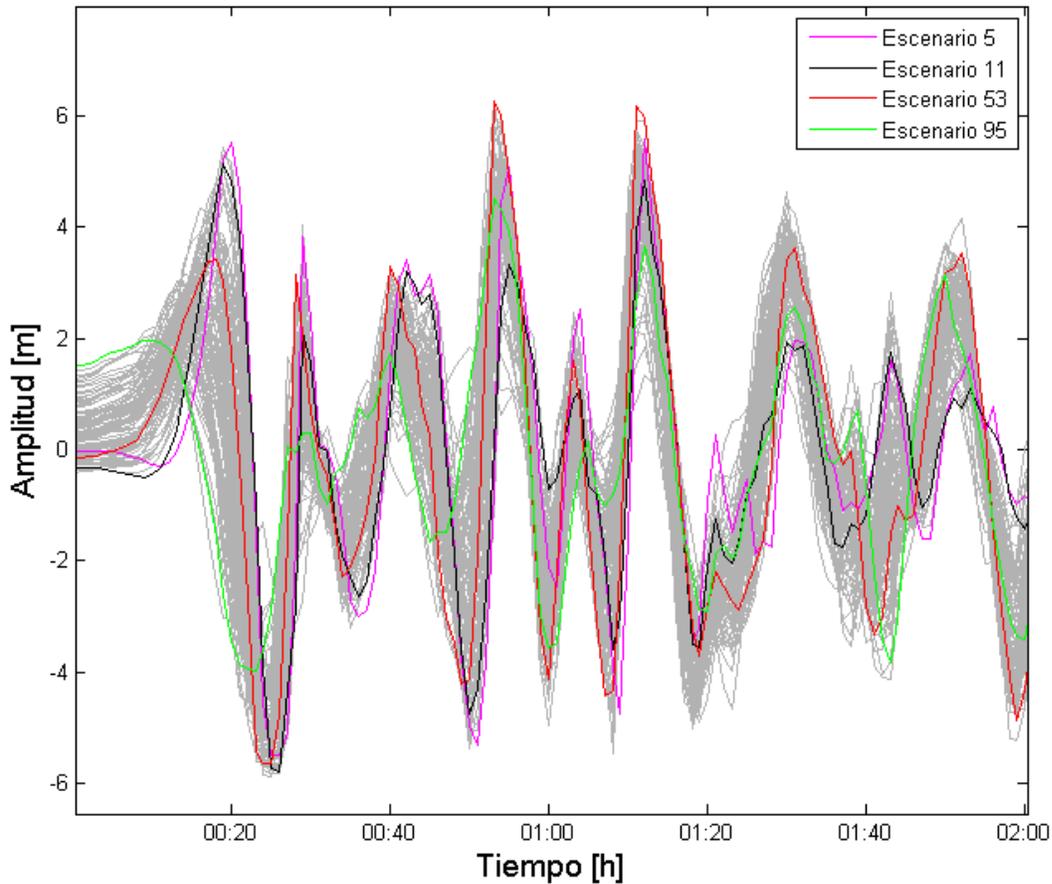


Figura 4.3: Diferencia entre las amplitudes alcanzadas por los distintos escenarios pasadas 2 horas de haberse generado el rompimiento frente a la ciudad de Iquique. En gris se muestran el resto de los 100 escenarios de deslizamiento estocástico.

En cuanto a la primera onda de tsunami, el escenario 5, en color magenta en la Figura 4.3, es el que predice la mayor amplitud en la primera ola, con un alzamiento del nivel del mar igual a 5.5 [m], sin embargo, en las ondas sucesivas no alcanza las mayores amplitudes, ya que como es sabido la primera onda de tsunami no necesariamente es la más destructiva. El peor escenario, entonces, corresponde al escenario 53, en color rojo en la Figura 4.3. Este escenario no alcanza la mayor amplitud en la primera ola, ni la mayor amplitud apenas se inicia el tsunami, tampoco registra un descenso en el nivel del mar en los primeros minutos, sin embargo, alcanza las mayores amplitudes pasado una hora, aproximadamente, de ocurrido el tsunami y, lo más importante, genera el peor mapa de inundación, con las mayores profundidades de inundación y penetración tierra adentro.

En Chile, luego del terremoto del Maule en 2010, fueron aprendidos algunos conceptos acerca de tsunamis que son vitales en términos de evacuación y disminución del riesgo y que son consolidados en esta tesis. Como por ejemplo, que no es necesario un descenso en el nivel del mar o la exposición del piso oceánico para la ocurrencia de un tsunami, que la primera ola no siempre es la más destructiva y que el peligro de un tsunami puede durar varias horas después de la llegada de la primera onda. Como se mencionó anteriormente, esta variabilidad en la que la primera onda de tsunami corresponde a un ascenso o a un descenso en el nivel del mar está sujeta a la distribución de deslizamiento del terremoto, por lo tanto no puede ser utilizada como un elemento de aviso de peligro por tsunami.

4.4. Profundidad de inundación alcanzada por el tsunami

Una de las aplicaciones de la nueva metodología desarrollada en este trabajo es la construcción de mapas de profundidad de inundación, enfocándose en la ciudad de Iquique. En este caso no fueron utilizados ni el promedio ni la desviación estándar espacial como estadísticos, ya que los datos no tienen una distribución Gaussiana. Así, para la evaluación del peligro por tsunami en la ciudad de Iquique, los resultados de los 100 mapas de inundación se agregan a cada punto de la grilla topográfica y se ajusta una distribución log-normal, ya que todos los datos son positivos y la mayoría de los valores ocurren en las proximidades de la inundación cero. A continuación, se obtiene la profundidad de la inundación a partir de las Funciones de Densidad Acumulativa Inversa (ICDF) al 5 %, 50 % y 95 %, en donde la ICDF al 5 % y la ICDF al 95 % entregan que el 5 % y el 95 % de los datos están por debajo de un determinado valor, respectivamente, y la ICDF al 50 %, que corresponde a la mediana, entrega el 50 % de probabilidad de excedencia.

Así entonces, la inundación media, $I_{50\%}$ se toma como el valor de inundación esperado, y la incertidumbre se caracteriza mediante la ecuación 4.4.1:

$$I = I_{95\%} - I_{5\%} \quad (4.4.1)$$

Las Figuras 4.4 y 4.5 muestran la inundación esperada y la incertidumbre, respectivamente.

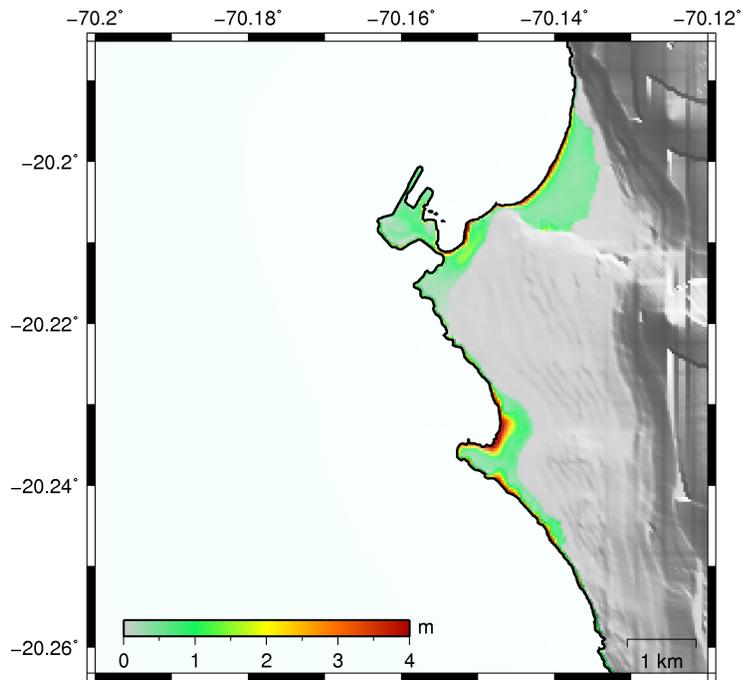


Figura 4.4: Valor de inundación esperado en la ciudad de Iquique, con base en los 100 escenarios de deslizamiento estocástico.

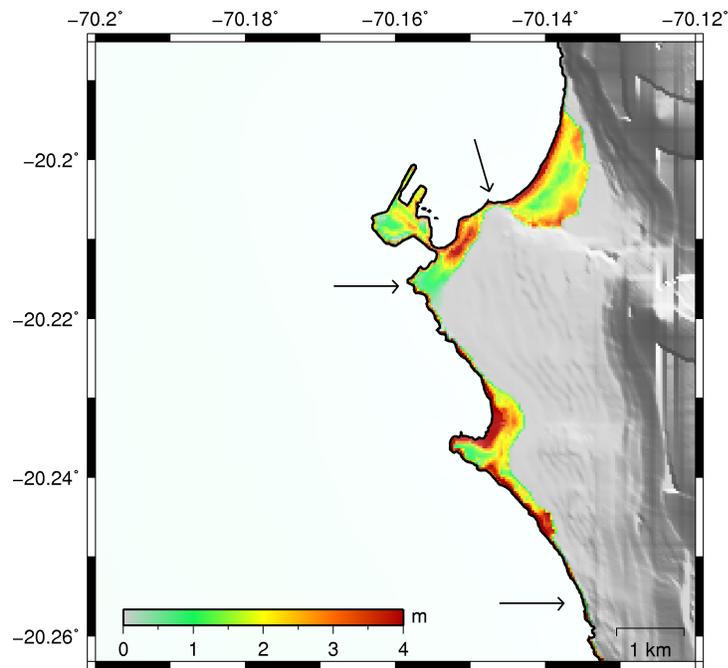


Figura 4.5: Incertidumbre de inundación esperada en la ciudad de Iquique, con base en los 100 escenarios de deslizamiento estocástico. Las flechas negras muestran las áreas menos sensibles a variaciones.

Por otro lado, los 100 modelos de deslizamiento estocástico se promedian espacialmente con el fin de obtener el escenario promedio de deslizamiento, magnitud Mw 8.4, Figura 3.16, y luego dicho escenario resultante es utilizado para alimentar el modelo de propagación e inundación por tsunamis COMCOT.

La Figura 4.6 muestra la inundación alcanzada en la ciudad de Iquique por la simulación del tsunami causado por el escenario de deslizamiento promedio.

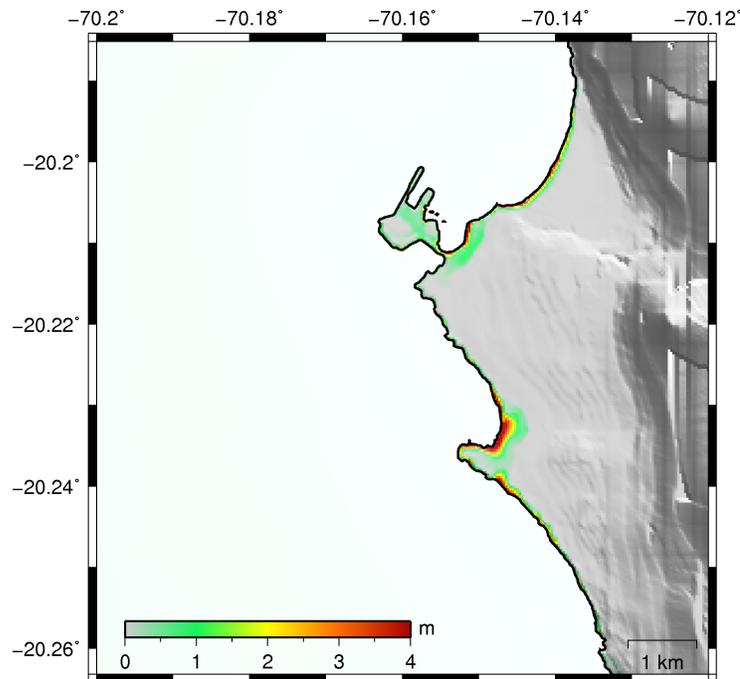


Figura 4.6: Inundación producida en la ciudad de Iquique por el deslizamiento promedio de los 100 escenarios de deslizamiento estocástico.

Este procedimiento y el empleo de mapas probabilísticos es ventajoso para evaluar la variabilidad del tsunami a lo largo de la costa. A partir de los resultados es posible notar la gran diferencia que existe si se modela el tsunami causado por cada uno de los 100 escenarios de deslizamiento estocástico y luego se promedian los 100 valores de inundación obtenidos en cada celda, Figura 4.4, con modelar el tsunami causado por el escenario de deslizamiento estocástico promedio y obtener el mapa de inundación, Figura 4.6. Este último, alcanza una penetración tierra adentro del tsunami mucho menor, por lo que no es útil ni aconsejable generar cientos de deslizamientos estocásticos y modelar sólo su promedio.

Lo anterior puede ser explicado por la gran no linealidad que tienen los tsunamis a lo largo de las etapas de propagación e inundación, y tal como señala *Geist* (2002) en su trabajo, es esencial tener en cuenta la complejidad de la fuente de los tsunamis de campo cercano, ya que el run-up alcanzado por tsunamis locales depende en gran medida de la distribución del deslizamiento del terremoto.

Por otra parte, la variabilidad en las alturas del tsunami debido a la incertidumbre de las características de la fuente del tsunami es significativa y hasta de 4 [m] en algunas zonas, tal como se puede observar en la Figura 4.5. Las curvas de riesgo se tornan más grandes a medida que se avanza a altos niveles de probabilidad (Figuras 4.4 y 4.5).

Estas curvas de riesgo de inundación mostradas en la Figura 4.5 se pueden usar para definir escenarios críticos de riesgo de tsunami y mapas de inundación para la región. Aquí, por ejemplo, se adoptan dos niveles de probabilidad característicos: los percentiles 50% y 95%-5%, considerando el escenario Mw 8.4. La extensión y profundidad de la inundación proporcionan información sobre las áreas vulnerables y su sensibilidad y variabilidad en la evaluación del riesgo de tsunamis. Así, la metodología desarrollada en este trabajo permite a su vez identificar áreas menos sensibles a estas variaciones, las cuales se muestran en flechas negras en la Figura 4.5.

Esto es particularmente útil para la planificación de la evacuación por tsunamis, ya que los enfoques deterministas actualmente no suelen acompañar sus modelos con una estimación de incertidumbre para escenarios de deslizamiento esperado en brechas sísmicas.

4.5. Número de escenarios óptimo

En términos de la estimación de la profundidad de inundación, en la presente sección esta variable es analizada con respecto a su coeficiente de variación (la desviación estándar dividida por la media). Para poder estimar el número de escenarios necesarios para reducir dicho coeficiente de variación, fueron generados 500 escenarios de deslizamiento estocástico con el Método de Variación de Fase y $\alpha = \pi/5$. Dichos escenarios fueron propagados en el programa de simulación de tsunamis COMCOT y se obtuvo su correspondiente mapa de inundación. A partir de estos 500 mapas de profundidad de inundación, se hicieron 10 grupos en los que cada uno contiene aleatoriamente 100, 200, 300 y 400 mapas de inundación de los 500 obtenidos. Luego, con el fin de reducir la información se calcula la mediana de cada grupo y posteriormente la desviación estándar y la media para así obtener el coeficiente de variación de las 10 medianas. Así, se obtienen 4 coeficientes de variación correspondientes a los grupos de 100, 200, 300 y 400 mapas de inundación. En la Figura 4.7 es posible observar la evolución del coeficiente de variación a medida que se utiliza una mayor cantidad de escenarios.

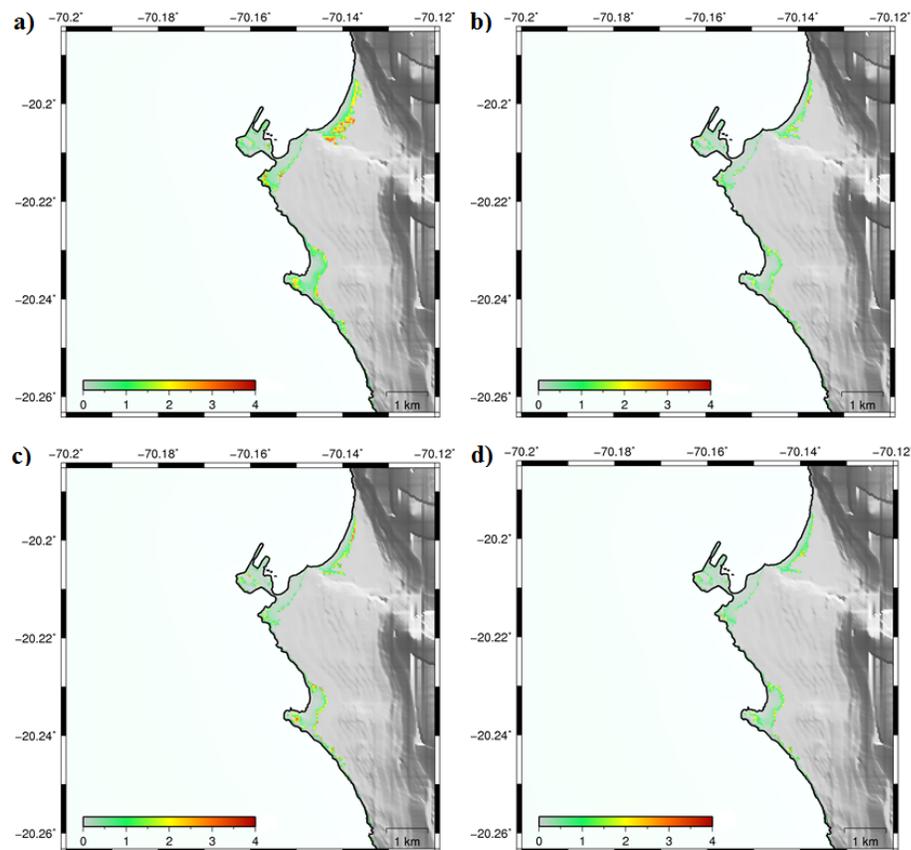


Figura 4.7: Evolución del coeficiente de variación con a)100, b)200, c)300 y d)400 mapas de inundación obtenidos de 500 realizaciones de deslizamiento estocástico.

Se observa en la Figura 4.7 como el coeficiente de variación va decreciendo en función del número de escenarios. Si se consideran sólo 100 escenarios, la Figura 4.7a) muestra que se obtienen grandes valores para el coeficiente de variación incluso de hasta 4 [m]. Sin embargo, a medida que el número de escenarios aumenta el coeficiente de variación va disminuyendo a sólo 1 [m], como se puede apreciar en la Figura 4.7d). La variabilidad de la profundidad de inundación disminuye en gran medida si se consideran 400 escenarios, aunque aun existen pequeñas variaciones.

Si bien en este trabajo se consideraron 100 escenarios de deslizamiento estocástico y por ende la incertidumbre esperada fue calculada con 100 mapas de inundación, el análisis de sensibilidad llevado a cabo en esta sección muestra que serían requeridos por lo menos 500 escenarios como un número óptimo para que los resultados se tornen estables, a pesar de que un número más grande de realizaciones evidentemente aumentaría la precisión. Lo anterior pone de relieve que futuros estudios necesitarían al menos 500 realizaciones de deslizamiento estocástico para un análisis completo de la variabilidad esperada en la profundidad de inundación.

4.6. Representatividad física y dependencia en la elección de la fase

El método desarrollado en este trabajo propone incorporar restricciones geológicas en realizaciones de deslizamientos estocásticos y además, modificar la forma en la que se genera la fase como una manera de obtener una representatividad física confiable de lo que sucede en la placa. Sin embargo, y como se discutió en la revisión bibliográfica correspondiente a la sección 1.3, existen trabajos que no utilizan ninguna restricción física para la ubicación espacial de las asperezas en la falla y generan una matriz de fase aleatoria uniforme (*Ruiz et al.*, 2015).

El objetivo de la presente sección es analizar cuál de las metodologías mencionadas anteriormente se acerca más a la realidad: si utilizar un método en el que se incorporen restricciones geológicas como el Método de Variación de Fase propuesto en este trabajo o un método que deje todas las restricciones libres como el de *Ruiz et al.* (2015).

Con el fin de explorar la dependencia de la elección de la fase en los escenarios de deslizamientos estocástico fueron creados 500 escenarios con el Método de Variación de Fase y 500 escenarios con una fase aleatoria uniforme.

Luego, los 1000 escenarios fueron ingresados al programa de propagación e inundación por tsunamis COMCOT y fue calculado el mapa de inundación generado por cada una de las configuraciones de deslizamiento heterogéneo.

A continuación, la Figura 4.8 muestra la incertidumbre esperada con cada uno de los métodos.

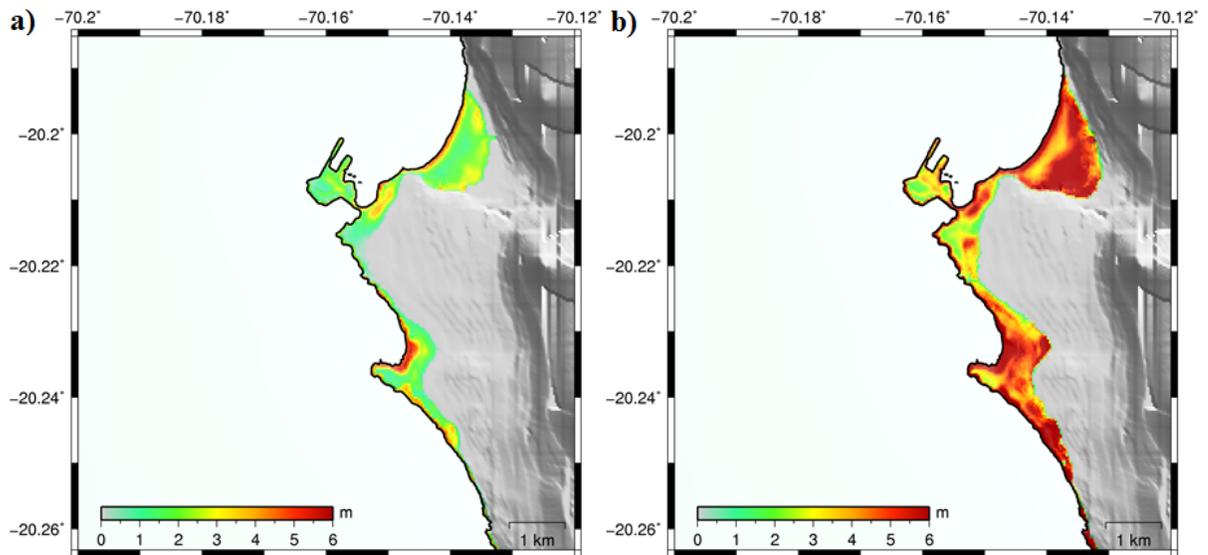


Figura 4.8: Incertidumbre en la profundidad de inundación esperada utilizando 500 escenarios de deslizamiento estocástico generados con a) Método de Variación de Fase y b) fase aleatoria uniforme.

Es posible observar que existe una gran diferencia entre la incertidumbre esperada con 500 escenarios basados en el Método de Variación de Fase, mostrada en la Figura 4.8a), y la incertidumbre esperada con 500 escenarios generados con una fase aleatoria uniforme, mostrada en la Figura 4.8b). El primer método alcanza una incertidumbre máxima de 6.5 [m], mientras que con el segundo método se alcanza una incertidumbre máxima de 12.1 [m] y la variabilidad es considerablemente más grande. En adición, la penetración tierra adentro es mucho mayor utilizando una fase aleatoria uniforme.

En este trabajo, se considera que la forma más realista de generar escenarios estocásticos es la incorporación de las mediciones de acoplamiento intersísmico en los deslizamientos. Sin embargo, lo anterior implica una gran premisa: el acoplamiento intersísmico es representativo del ciclo y es representativo de lo que podría ocurrir, la cual corresponde a una hipótesis con respecto al modelo conceptual físico que se está utilizando. Es decir, en la metodología propuesta en este trabajo se cree que el acoplamiento intersísmico es una estimación razonable

y se asume que es una variable que va a controlar el movimiento en la placa. Si lo anterior es válido y el acoplamiento intersísmico realmente entrega las zonas en las que futuros terremotos podrían ocurrir, aun así es necesaria una caracterización confiable de esta variable en la placa. Los resultados estarán siempre sujetos a la calidad y veracidad de las mediciones GPS en la zona de subducción.

Para el caso de Chile, todos los sensores GPS están ubicados en la costa, por lo tanto no se tiene la resolución suficiente para conocer qué es lo que sucede en el límite up-dip de la placa. En efecto, Marianne Métois, autora del modelo de acoplamiento intersísmico utilizado en este trabajo y referenciado como *Métois et al. (2013)*, explica que en su modelo no tienen la cobertura de datos necesaria para resolver el valor del acoplamiento en los primeros 10 km de profundidad en la fosa. No incluir mediciones para los 10 primeros kilómetros en la placa no es una decisión que deja sin efecto los resultados, sino que evita que estos tengan un sesgo importante hacia altos valores de run-up en la costa. El trabajo de *Løvholt et al. (2012)*, por ejemplo, muestra que se obtienen altos valores para el coeficiente de variación en los casos de ruptura superficial y en los casos de fallas con un dip menor, mientras que las fallas profundas y las fallas con mayor dip dieron lugar a menos variación. A pesar de lo anterior, como el modelo de acoplamiento intersísmico de *Métois et al. (2013)* no contaba con mediciones someras en este trabajo se decidió respetar el modelo de entrada tal como venía y no incluir subfallas más allá de donde termina el modelo (o hacer el deslizamiento de estas subfallas igual a cero), ya que de todas formas los resultados de inundación partirán desde un umbral en el que cualquier caso que incluya mediciones poco profundas será peor que los obtenidos sin incluir dichas profundidades. Se asume entonces que esto puede incurrir en errores subestimando los resultados de inundación obtenidos en la costa. Para trabajos futuros, es necesario complementar con otras mediciones la falta de datos de lo que ocurre en los primeros 10 [km] en el límite up-dip de la placa.

La metodología desarrollada en este trabajo está basada en los conocimientos que se tienen de la placa e introduce cierta variabilidad que está bien representada por el valor de α , el cual puede llevar a incluir más o menos configuraciones y escenarios. Por otro lado, podría pensarse que utilizar una fase aleatoria uniforme y ninguna restricción es la mejor metodología, sin embargo, esto introduce un sesgo importante a altos valores de incertidumbre, tal como lo muestra la Figura 4.8b), ya que se le asigna un peso artificial a escenarios en zonas que no deberían deslizarse y en las que se cree que no deberían ocurrir terremotos, generando una variación significativa del mapa de profundidad de inundación.

Así, se considera que la metodología propuesta en este trabajo responde eficientemente a los datos y conocimientos que actualmente se tienen de la zona de subducción adyacente al norte de Chile y que en la medida que se cuente con adecuada información y con mediciones confiables en la placa, dicha metodología permitiría incorporar estas restricciones geológicas de una manera fácil y eficaz para la estimación del peligro por tsunamis.

CONCLUSIONES

En este trabajo se desarrolló una nueva metodología que incorpora el acoplamiento intersísmico presentado por *Métois et al.* (2013) para el norte de Chile, específicamente el segmento central frente a la ciudad de Iquique que alberga un evento de magnitud Mw 8.4, en la generación de deslizamientos estocásticos mediante el procedimiento de síntesis espectral. Esta metodología genera campos aleatorios de deslizamiento que tienen propiedades estadísticas equivalentes y representan el deslizamiento real, método presentado por *Goda et al.* (2014).

En la etapa de validación del nuevo método, en donde se utilizó la solución de fuente finita invertida de *Hayes et al.* (2014) para terremoto del 1 de abril de 2014 Mw 8.1, se concluye que la función de correlación de von Kármán obtiene mejores resultados por sobre las funciones de correlación Gaussiana y Exponencial en la generación de campos de deslizamiento aleatorios. Lo anterior podría deberse a que la función de correlación Gaussiana genera un espectro que decae rápida y parabólicamente hacia potencias muy pequeñas, no alcanzadas por el espectro original. Por su parte, la función de correlación Exponencial tiene un decaimiento espectral similar a la función de von Kármán, sin embargo, esta última entrega un menor error conjunto, debido precisamente a que se puede modificar el exponente de Hurst en el decaimiento del espectro teórico.

En la siguiente etapa, con el fin de mantener la estructura espacial de la distribución de acoplamiento intersísmico del segmento central en las realizaciones estocásticas, en este trabajo se desarrolló un *Método de Variación de Fase* para la construcción de los coeficientes de Fourier complejos, el cual consiste en retener la fase espectral y a continuación, introducir un ruido aleatorio normalmente distribuido multiplicado por α , donde α es un parámetro único que controla la variabilidad en la distribución. Este parámetro puede ser modificado a voluntad, dependiendo de los resultados de deslizamiento estocástico que se quieran obtener. Para los requerimientos de este trabajo se concluye que $\alpha = \pi/5$ obtiene los resultados deseados.

En cuanto al efecto en los perfiles de las ondas de tsunami en la costa y en las alturas de tsunami en tierra de las 100 diferentes realizaciones de deslizamiento estocástico generados, los resultados de los mareógrafos virtuales muestran que en el puerto de Arica el tsunami llega a la costa a los 20 minutos de generado el rompimiento, y que alcanza amplitudes de hasta 4 [m], incluso pasados 3 horas y 20 minutos. En el puerto de Iquique el tsunami llega a la costa prácticamente al instante, y sólo unos pocos modelos registran un descenso en el nivel del mar en la primera ola. Las ondas sucesivas mantienen una amplitud cercana a los 6 [m] incluso pasados las 2 horas y 40 minutos. Lo anterior es útil para concluir que no es necesario un descenso en el nivel del mar para la ocurrencia de un tsunami, que la primera ola no siempre es la más destructiva y que el peligro de un tsunami puede durar varias horas después de la llegada de la primera onda.

Los resultados de profundidad de inundación ponen de relieve una fuerte sensibilidad de las alturas de las olas de tsunami en tierra a las características espaciales del deslizamiento, con una incertidumbre de inundación de hasta 4 [m]. Sin embargo, la metodología también permite identificar áreas menos sensibles a estas variaciones. Por otro lado, la naturaleza no lineal de la propagación e inundación del tsunami hace que la propagación de la distribución deslizamiento media se desvíe significativamente de la inundación media. Las curvas de riesgo de inundación y la variabilidad espacial son útiles para la planificación de la evacuación por tsunamis y la evaluación y cuantificación de la influencia de las distribuciones de deslizamiento de terremotos en escenarios críticos de peligro por tsunami.

REFERENCIAS

- Aki, K. (1966), Generation and Propagation of G Waves from the Niigata Earthquake of June 16, 1964: Part 1. A statistical analysis., *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, *44*, 73–88.
- Andrews, D. (1981), A stochastic fault model: 2. Time-dependent case, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *86*(B11), 10,821–10,834.
- Andrews, D. J. (1980), A stochastic fault model: 1. Static case, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *85*(B7), 3867–3877, doi:10.1029/JB085iB07p03867.
- Causse, M., E. Chaljub, F. Cotton, C. Cornou, and P.-Y. Bard (2009), New approach for coupling k-2 and empirical Green's functions: application to the blind prediction of broadband ground motion in the Grenoble basin, *Geophysical Journal International*, *179*(3), 1627–1644.
- Causse, M., F. Cotton, and P. M. Mai (2010), Constraining the roughness degree of slip heterogeneity, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *115*(B5).
- Comte, D., and M. Pardo (1991), Reappraisal of great historical earthquakes in the northern Chile and southern Peru seismic gaps, *Natural hazards*, *4*(1), 23–44.
- Davies, G., N. Horspool, and V. Miller (2015), Tsunami inundation from heterogeneous earthquake slip distributions: Evaluation of synthetic source models, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *120*(9), 6431–6451.
- DeMets, C., R. G. Gordon, D. F. Argus, and S. Stein (1994), Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, *Geophysical research letters*, *21*(20), 2191–2194.
- Fukutani, Y., A. Suppasri, and F. Imamura (2014), Stochastic analysis and uncertainty assessment of tsunami wave height using a random source parameter model that targets a Tohoku-type earthquake fault, *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, *29*(7), 1763–1779.

- Geist, E. L. (2002), Complex earthquake rupture and local tsunamis, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B5).
- Geist, E. L. (2013), Near-field tsunami edge waves and complex earthquake rupture, *Pure and Applied Geophysics*, 170(9-10), 1475–1491.
- Geist, E. L., and R. Dmowska (1999), Local tsunamis and distributed slip at the source, in *Seismogenic and Tsunamigenic Processes in Shallow Subduction Zones*, pp. 485–512, Springer.
- Goda, K., P. M. Mai, T. Yasuda, and N. Mori (2014), Sensitivity of tsunami wave profiles and inundation simulations to earthquake slip and fault geometry for the 2011 Tohoku earthquake, *Earth, Planets and Space*, 66(1), 1–20.
- Goda, K., T. Yasuda, N. Mori, and P. M. Mai (2015), Variability of tsunami inundation footprints considering stochastic scenarios based on a single rupture model: Application to the 2011 Tohoku earthquake, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 120(6), 4552–4575.
- Goda, K., T. Yasuda, N. Mori, and T. Maruyama (2016), New scaling relationships of earthquake source parameters for stochastic tsunami simulation, *Coastal Engineering Journal*, 58(03), 1650,010.
- Gutenberg, B., and C. F. Richter (1944), Frequency of earthquakes in California, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 34(4), 185–188.
- Hayes, G. P., D. J. Wald, and R. L. Johnson (2012), Slab1.0: A three-dimensional model of global subduction zone geometries, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B1).
- Hayes, G. P., M. W. Herman, W. D. Barnhart, K. P. Furlong, S. Riquelme, H. M. Benz, E. Bergman, S. Barrientos, P. S. Earle, and S. Samsonov (2014), Continuing megathrust earthquake potential in Chile after the 2014 Iquique earthquake, *Nature*, 512(7514), 295–298.
- Herrero, A., and P. Bernard (1994), A kinematic self-similar rupture process for earthquakes, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(4), 1216–1228.
- Ishimoto, M., and K. Iida (1939), Observations of earthquakes registered with the microseismograph constructed recently, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 17(443-478), 391.
- Kanamori, H., and E. E. Brodsky (2004), The physics of earthquakes, *Reports on Progress in Physics*, 67(8), 1429.

- Kendrick, E., M. Bevis, R. Smalley, B. Brooks, R. B. Vargas, E. Lauria, and L. P. S. Fortes (2003), The Nazca-South America Euler vector and its rate of change, *Journal of South American Earth Sciences*, 16(2), 125–131.
- Lavallée, D., and R. J. Archuleta (2003), Stochastic modeling of slip spatial complexities for the 1979 Imperial Valley, California, earthquake, *Geophysical Research Letters*, 30(5).
- Lavallée, D., P. Liu, and R. J. Archuleta (2006), Stochastic model of heterogeneity in earthquake slip spatial distributions, *Geophysical Journal International*, 165(2), 622–640.
- Lay, T., and H. Kanamori (1981), An asperity model of large earthquake sequences, *Earthquake Prediction*, pp. 579–592.
- Lay, T., C. Ammon, H. Kanamori, K. D. Koper, O. Sufri, and A. Hutko (2010), Teleseismic inversion for rupture process of the 27 February 2010 Chile (Mw 8.8) earthquake, *Geophysical Research Letters*, 37(13).
- LeVeque, R. J., K. Waagan, F. I. González, D. Rim, and G. Lin (2016), Generating random earthquake events for probabilistic tsunami hazard assessment, *Pure and Applied Geophysics*, 173(12), 3671–3692.
- Linsley, R., and J. Franzini (1979), Water Resource Engineering, Singapore.
- Løvholt, F., G. Pedersen, S. Bazin, D. Kühn, R. Bredesen, and C. Harbitz (2012), Stochastic analysis of tsunami runup due to heterogeneous coseismic slip and dispersion, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 117(C3).
- Madariaga, R. (1976), Dynamics of an expanding circular fault, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 66(3), 639–666.
- Madariaga, R. (1983), High frequency radiation from dynamic earthquake, *Ann. Geophys.*, 1, 17.
- Mai, P. M., and G. C. Beroza (2002), A spatial random field model to characterize complexity in earthquake slip, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B11).
- Mansinha, L., and D. Smylie (1971), The displacement fields of inclined faults, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 61(5), 1433–1440.
- Métois, M., A. Socquet, C. Vigny, D. Carrizo, S. Peyrat, A. Delorme, E. Maureira, M.-C. Valderas-Bermejo, and I. Ortega (2013), Revisiting the North Chile seismic gap segmentation using GPS-derived interseismic coupling, *Geophysical Journal International*, 194(3), 1283–1294.

- 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.
- Papazachos, B., E. Scordilis, D. Panagiotopoulos, C. Papazachos, and G. Karakaisis (2004), Global relations between seismic fault parameters and moment magnitude of earthquakes, *Bulletin of the Geological Society of Greece*, *36*(3), 1482–1489.
- Pardo-Iguzquiza, E., and M. Chica-Olmo (1993), The Fourier integral method: an efficient spectral method for simulation of random fields, *Mathematical Geology*, *25*(2), 177–217.
- Pulido, N., Z. Aguilar, H. Tavera, M. Chlieh, D. Calderón, T. Sekiguchi, S. Nakai, and F. Yamazaki (2015), Scenario source models and strong ground motion for future mega-earthquakes: Application to Lima, central Peru, *Bulletin of the Seismological Society of America*, *105*(1), 368–386.
- Raghukanth, S., and S. Sangeetha (2014), A stochastic model for earthquake slip distribution of large events, *Geomatics, Natural Hazards and Risk*, *7*(2), 493–521.
- Ruiz, J., M. Fuentes, S. Riquelme, J. Campos, and A. Cisternas (2015), Numerical simulation of tsunami runup in northern Chile based on non-uniform k-2 slip distributions, *Natural Hazards*, *79*(2), 1177–1198.
- Somerville, P., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada (1999), Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seismological Research Letters*, *70*(1), 59–80.
- Song, T.-R. A., and M. Simons (2003), Large trench-parallel gravity variations predict seismogenic behavior in subduction zones, *Science*, *301*(5633), 630–633.
- Spudich, P., and L. N. Frazer (1984), Use of ray theory to calculate high-frequency radiation from earthquake sources having spatially variable rupture velocity and stress drop, *Bulletin of the Seismological Society of America*, *74*(6), 2061–2082.
- Tichelaar, B. W., and L. J. Ruff (1993), Depth of seismic coupling along subduction zones, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *98*(B2), 2017–2037.
- Vigny, C., A. Socquet, S. Peyrat, J.-C. Ruegg, M. Métois, R. Madariaga, S. Morvan, M. Lancieri, R. Lacassin, J. Campos, et al. (2011), The 2010 Mw 8.8 Maule megathrust earthquake of central Chile, monitored by GPS, *Science*, *332*(6036), 1417–1421.